N° d'ordre : 76

THÈSE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE BESANÇON

POUR OBTENIR

LE DIPLOME DE DOCTEUR DE 3e CYCLE
SPÉCIALITÉ GÉOLOGIE CARTOGRAPHIQUE ET GÉOTECHNIQUE

PAR

Max MILLE
Licencié ès Sciences

THÈSE

RECHERCHES GÉOLOGIQUES AU SUD DE LA VALLÉE DE BETHMALE (Ariège)

SOUTENUE LE NOVEMBRE 1968, DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN

JURY : MM. **THIEBAUT,** Professeur — Président
DREYFUSS, Professeur — Examinateurs
THEOBALD, Professeur — Examinateurs

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41547627_0028

N° d'ordre : 76

THÈSE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE BESANÇON

POUR OBTENIR

LE DIPLOME DE DOCTEUR DE 3e CYCLE
SPÉCIALITÉ GÉOLOGIE CARTOGRAPHIQUE ET GÉOTECHNIQUE

PAR

Max MILLE
Licencié ès Sciences

THÈSE

RECHERCHES GÉOLOGIQUES AU SUD DE LA VALLÉE DE BETHMALE (Ariège)

SOUTENUE LE NOVEMBRE 1968, DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN

JURY : MM. **THIEBAUT,** Professeur — Président
DREYFUSS, Professeur — Examinateurs
THEOBALD, Professeur — Examinateurs

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

UNIVERSITE DE BESANCON
FACULTE DES SCIENCES

DOYEN HONORAIRE : M. GLANGEAUD

PROFESSEURS HONORAIRES : MM. BAILLAUD, DUFFIEUX, THIRY TRILLAT, UEBERSFELD, VINCENSINI

MAITRE DE CONFERENCES HONORAIRE : M. GRANIER

DOYEN	M.	THIEBAUT	: Géologie Minéralogie
ASSESSEUR	M.	BERNARD	: Chimie Physique
PROFESSEURS	M.	TRONCHET	: Botanique
	M.	CHATELET	: Mathématiques
	M.	PERROT	: Chimie Générale
	M.	PLUVINAGE	: Physique Théorique
	M.	DREYFUSS	: Géologie Minéralogie
	M.	MESNAGE	: Chronométrie
	M.	THEOBALD	: Paléontologie et Géologie stratigraphique
	M.	QUANTIN	: Botanique
	M.	NAHON	: Mécanique Générale
	M.	CHALEAT	: Mécanique Appliquée
	M.	RIPPLINGER	: Physiologie animale
	M.	JACQUEMAIN	: Chimie Appliquée
	M.	VIENOT	: Physique Générale
	M.	GOMOT	: Zoologie
	M.	ARBEY	: Astronomie
	M.	GALATRY	: Physique
	M.	THEOBALD J.G.	: Spectroscopie Hertzienne
PROFESSEUR ASSOCIE	M.	DEFIX	: Mécanique Appliquée
PROFESSEURS SANS CHAIRE .	M.	POTIER	: Physique des Solides
	M.	DEVIN	: Chimie Générale
	Mle	LEGRAND	: Botanique
	M.	PARIZET	: Mathématiques
	M.	REAL	: Biologie animale
	M.	VALLEE	: Mathématiques Appliquées
	M.	GOUARNE	: Mathématiques
	M.	CERUTTI	: Chimie Appliquée
	M.	BONNEAU	: Astronomie
MAITRES DE CONFERENCES ..	M.	BANTEGNIE	: Mathématiques
	M.	HARTMANN	: Physique
	M.	ROBERT	: Mathématiques
	M.	MERIGOUX	: Physique
	M.	OLIVIER	: Physique
CHARGES D'ENSEIGNEMENT ...	M.	HELLEGOUARH	: Mathématiques
	M.	MIELLOU	: Mathématiques
CONSEILLER ADMINISTRATIF UNIVERSITAIRE	M.	LAMBERT	

Bakounine, 1870.

" Amant passionné de la liberté,
j'avoue que je me défie beaucoup
de ceux qui ont toujours le mot
de discipline à la bouche ".

L'Empire knouto-germanique
et la Révolution sociale.

Qu'il me soit permis de remercier ici tous ceux qui m'ont aidé, à quelque titre que ce soit, dans mon travail.

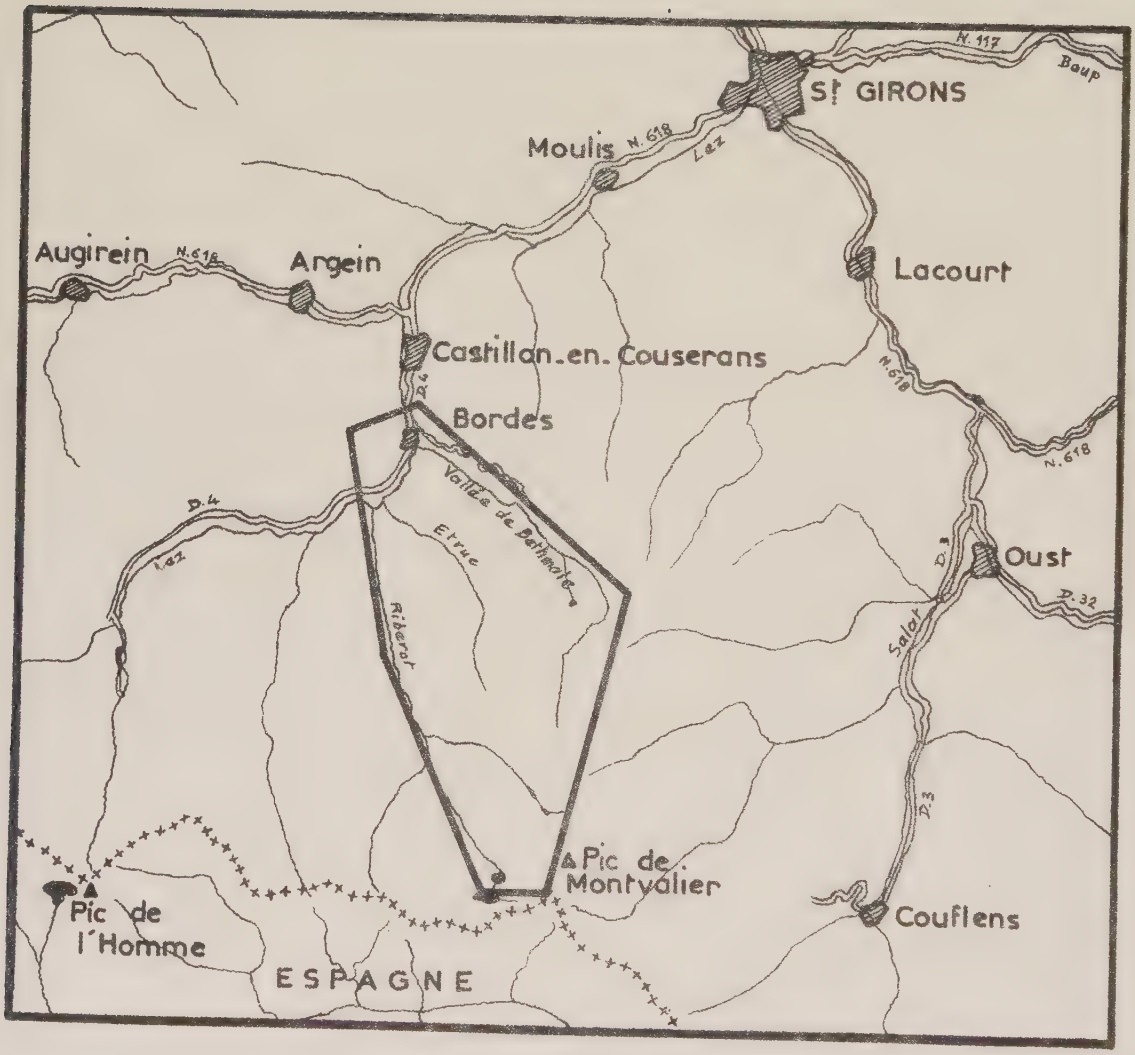
Monsieur le Doyen THIEBAUT, Professeur de Pétrographie - Minéralogie, pyrénéiste convaincu, qui a bien voulu m'accepter dans son laboratoire. Sa grande connaissance des Pyrénées, ses précieux conseils, m'ont permis de mener à bien ce travail.

Messieurs les Professeurs DREYFUSS et THEOBALD qui, après m'avoir initié à la géologie, ont accepté de faire partie de mon jury.

Madame MORRE-BIOT qui m'a toujours témoigné une large compréhension, Madame CARQUILLE dont l'inépuisable gentillesse m'a beaucoup aidé.

Monsieur TRUCHE dont la bonne humeur ne s'est jamais démentie, Madame JOUFFROY, toujours serviable, Monsieur PEGUENET à qui je dois les cartes et l'illustration de cette thèse.

-- PLAN DE SITUATION -.



Carte Michelin nº 86 plis (2.3) (12.13)

ÉCHELLE : 1/200.000ᵉ

I N T R O D U C T I O N

Le but premier de ce travail est le levé cartographique d'une zone située dans le département de l'Ariège, à la frontière franco-espagnole. Partant de la carte ainsi effectuée, une étude pétrographique des différentes roches affleurant dans la région sera réalisée.

Géographiquement, le terrain étudié peut être limité de la manière suivante.

La partie la plus septentrionale se situe aux environs de Bordes sur Lez, il est d'ailleurs limité au N.W.par le Lez et au N.E. par le ruisseau de Bethmale.

A l'Ouest il se termine au niveau de la vallée du Riberot, tandis qu'à l'Est, il est délimité par une ligne passant par le Port de la Corre et le Mont Vallier. Au Sud, la frontière de la France avec l'Espagne le termine.

Bien que ne possèdant pas de " hauts sommets ", ce terrain est relativement accidenté. Les vallées les plus basses sont à la cote + 600 m tandis que le point le plus élevé est à l'altitude de + 2.838 m. La cote des différents sommets croît à mesure que l'on se rapproche de la frontière avec l'Espagne.

Quant au réseau hydrographique, il est relativement dense. Dans la partie intérieure de la chaine, il est orienté Sud - Nord tandis qu' au niveau de la dépression intra-pyrénéenne, sa direction est soit WSW - ENE, soit ESE - WNW.

Quatre torrents principaux drainent ce territoire, ce sont ceux du Riberot, de l'Etruc, du Balamet et du Lez. Les trois premiers font l'objet de prises d'eau, à l'intérieur du térritoire étudié.

Plan d'ensemble

Le présent travail sera subdivisé en trois grandes parties. La première d'entre elles sera consacrée à l'étude stratigraphique des différentes formations rencontrées dans la zone cartographiée. Nous les étudierons de la plus ancienne (le Gothlandien) à la plus récente (les dépôts glaciaires). Pour chaque formation, nous tenterons d'en dégager les caractères essentiels.

La seconde partie sera consacrée à la tectonique. Cette étude sera réalisée en deux temps. En premier, nous envisagerons le comportement mécanique de chaque formation prise isolément. Nous essaierons de mettre en évidence leurs caractéristiques les plus marquantes.

Puis nous envisagerons les relations entre ces différents ensembles dans le cadre de la tectonique de la région.

La dernière partie du travail sera consacrée à la pétrographie des différentes formations que nous avons rencontrées. Nous nous attacherons spécialement à la description des roches éruptives et métamorphiques. Nous décrirons en premier les deux grands affleurements granitiques existant au Nord et au Sud du terrain. Puis nous nous intéresserons à des roches plus basiques, de type ophitique, qui affleurent à Bordes sur Lez, Tournac, et au niveau du ruisseau de l'Etruc.

Nous décrirons ensuite, les roches métamorphiques ; celles ci pouvant être dues à un phénomène de contact, comme c'est le cas pour le Silurien et le Dévonien ; ou à un phénomène de métamorphisme régional. C'est le cas de marbres cristallins au contact de la zone axiale et de la zone nord-pyrénéenne.

S T R A T I G R A P H I E

-:-:-:-:-:-:-:-:-:-:-:-:-:-:-

Dans le chapitre qui va suivre, nous envisagerons les différentes formations géologiques, étage par étage.

Nous ne donnerons pas de coupe précise des formations rencontrées. Cela nous paraît inutile car, d'une part, les points de repère précis (faciès caractéristiques par exemple) manquent, et d'autre part, les variations de faciès d'un point à l'autre du terrain sont relativement considérables.

Nous ne donnerons donc d'un étage qu'une vision synthétique, une impression d'ensemble, beaucoup plus profitable qu'une lithostratigraphie aléatoire.

Nous décrirons les différentes formations en commençant par la plus ancienne rencontrée sur le terrain pour terminer par la plus récente.

LE GOTHLANDIEN

Les terrains que nous avons cartographiés en Gothlandien ont été rapportés par M. MUSSY (1870) au Silurien inférieur (terrains dits de transition). " Très développé dans le département de l'Ariège, il se compose surtout de (...) deux variétés principales; l'une grisâtre, tendre, avec une cassure terreuse, souvent ardoisière , une structure contournée en petit, imprégnée de graphite; la seconde variété est plus dure et plus tenace, gris sombre ou brun foncé et tachetée de pyrite ".

J. CARALP (1888) rapporte tous les terrains compris entre le massif granitique des Bordes sur Lez et le massif du Riberot au système Silurien. D'après cet auteur, lorsque l'on remonte la vallée de l'Etruc, on constate que,"du Nord au Sud, se montre d'abord le Silurien supérieur, puis le Silurien moyen formant, par dessus le Silurien inférieur, une voûte rompue; par delà se trouve une faille qui a produit la venue de l'ophite; vient ensuite le Silurien supérieur reposant sur le Silurien moyen".

D'après J.P. DESTOMBES (1953) " Le Gothlandien de la Haute-Garonne paraît être épais de deux cents mètres maximum. Il est formé de schistes carburés s'étageant, d'après les fossiles recueillis jusqu'ici, entre le Llandovery supérieur et leLludlow inférieur ".

L.U. de SITTER et H.J. ZWART (1962) analysent les schistes carburés et trouvent 0,5 % de carbone et 35 % d'alumine. Le fer (7 à 8 %) se trouve sous forme de sulfites facilement solubles dans l'eau, ce qui donne aux sources dans le Gothlandien une couleur rouille caractéristique.

Stratigraphie

Les terrains d'âge gothlandien ont un grand développement au Sud du village de Bordes sur Lez, notamment au niveau du hameau d'Ayer.

Ils sont constitués par une série relativement épaisse de schistes de teinte sombre, fréquemment noire.

Ces schistes sont friables et tachent les doigts. Parfois, tout en conservant leur teinte sombre, ils deviennent durs. Leur cassure est esquilleuse, leur débit devient ardoisier.

A l'intérieur de cette série monotone existent ça et là des nodules de minerai de fer, principalement de pyrite, dont la plus grande dimension atteint 10 cm. Mais d'une manière générale il s'agit d'une pyrite très finement cristallisée, de teinte jaune verdâtre.

La dureté de ces schistes est peu élevée par rapport aux terrains qui les jouxtent. C'est la raison pour laquelle les premiers forment des dépressions, aux courbes douces, bien visibles dans la topographie.

A l'aide de coupes précises, nous avons tenté de réaliser, à l'intérieur de la série schisteuse gothlandienne, une lithostratigraphie. L'entreprise s'est révelée très délicate et d'un intérêt par trop local.

Au point x = 492,63 y = 65,10 existe un affleurement de schistes carburés renfermant de nombreux graptolites. Leur état de conservation étant des plus précaires, nous n'avons pu les déterminer.

LE DEVONIEN

Dans la zone cartographiée, les couches qui sont à rattacher au système Dévonien ont un développement considérable. La simple observation de la carte géologique permet de s'en rendre compte aisément.

Les différentes formations que nous rattachons au système Dévonien ont été, par la passé, rattachées à d'autres systèmes. La lecture de l'historique sommaire, que nous donnons ci-dessous, illustre bien les diverses conceptions se rattachant à l'âge de ces formations.

Historique

M. MUSSY (1870) note " que le terrain dévonien est constitué par des calcaires gris bleuâtres, des calcschistes amygdalins et par place, des schistes rougeatres, toujours fortement colorés par l'oxyde de fer ".

P. SEIGNETTE (1880) divise le Dévonien de la haute vallée de l'Ariège en trois formations :

" L'assise inférieure est caractérisée par des schistes talcoïdes en dalles régulières, atteintes tantôt vertes, tantôt rosées ... L'assise moyenne est caractérisée par le grand développement des griottes à ganglions " tandis que " l'assise supérieure, assez réduite, est formée de schistes verts ou rouges, flambés de violet ".

C. de LACVIVIER (1884) attribue un âge dévonien moyen aux formations de la vallée d'Estours .Il ajoute que le Dévonien supérieur manque.

J. CARALP (1888) reconnait le Dévonien dans la haute vallée du Salat et en donne de nombreuses coupes. Par contre, dans le territoire cartographié, il ne reconnait pas d'assises dévonniennes. Il pense en effet que la série sédimentaire comprise entre le massif granitique du Riberot et celui des Bordes sur Lez est d'âge gothlandien.

M.A. BRESSON (1903) rattache au système dévonien une série dans laquelle alternent des schistes, des grauwackes, des calcaires à polypiers, des calcaires amygdalins. Pour M.A. BRESSON, la base du Dévonien n'est pas ici représentée.

L. CAREZ (1906) signale dans la Haute-Garonne le Dévonien inférieur comme étant formé de calcaires et de calcschistes renfermant localement quelques trilobites.

Ce même auteur place le calcaire amygdalin dans le Dévonien moyen et rapporte au Dévonien supérieur des schistes bleuâtres, verdâtres et des grès passant localement à des quartzites.

M. DALLONI (1930) donne, schématiquement, du système dévonien,, la stratigraphie suivante :

Famennien - Griottes à Goniatites, Clyménies.

Frasnien - Calcaires et schistes ardoisiers à Phacops Spirifer, Rhynconelles.

Givésien - Calcaires massifs à Polypiers.

Eifélien - Calcaires, calcschistes rouges et verts.

Coblencien - Schistes et grauwackes à Fenestelles et grands brachiopodes.

Gédinnien - Schistes ardoisiers en dalles.

J.P. DESTOMBES (1953) admet, dans le département de la Haute-Garonne, la stratigraphie suivante :

Dévonien supérieur

- Calcaires griotte à faune du Famennien supérieur .... 40 m
- Schistes et calcschistes claires et versicolores; Calcaires dolomitiques .... 100 - 120 m

Dévonien moyen

- Schistes bleus en dalles, à Trilobites .... 50 - 70 m
- Calcaires à Encrines, en bancs massifs .... 80- 100 m

Dévonien inférieur

- Calcschistes bleu mat et calcaires en petits bancs ... 80 - 150 m
- Schistes noirs, subardoisiers, luisants .... 15 - 20 m

L.U. de SITTER (1953) admet que le Dévonien peut être considéré " comme une alternance de calcaires, de calcschistes et d'ardoises sans aucun trait distinctif. Toutefois, nous croyons pouvoir distinguer une série de base où les calcschistes prédominent, suivis d'une série où les calcschistes et ardoises sont peu abondants. Il semble même que le sommet soit formé par une série gréseuse où des grès gradiés alternent avec des schistes et des ardoises ".

L.U. de SITTER distingue, dans le Dévonien le faciès Nord Pyrénéen différencié et le faciès de la zone axiale non différenciée. Dans ce dernier cas, le Dévonien " se présente sous un faciès de calcschistes et de calcaires blanc, bleu et gris alternant en bancs épais et lits minces ". Il pense en outre que la puissance du Dévonien n'excède pas 1.000 m.

S.N. VISVANATH (1957) qui a travaillé dans la région du Haut Lez, caractérise le Dévonien inférieur par la présence de schistes ardoisiers pyriteux, de calcschistes gris tendre tandis que le Dévonien moyen est constitué principalement par de gros bancs de calcaire massif.

P. CAVET (1958) considère que, dans la partie orientale des Pyrénées, le Dévonien inférieur, est formé de calcaire pseudo-griottes; de calcaire à Encrines, parfois argileux, et que le Dévonien moyen est caractérisé par le développement prépondérant des calcaires massifs cristallins et azoïques. Le Dévonien supérieur est, quant à lui, formé de griottes rouges surmontées de calcaires à grain fin de teinte sombre.

Stratigraphie

Le Dévonien joue un rôle considérable, tant dans la stratigraphie que dans la tectonique de la zone cartographiée. Il n'est, pour se rendre compte, que de regarder la carte annexée à ce mémoire.

Par suite d'une tectonique complexe dans laquelle les " redoublements de série " sont fréquents, il est difficile de donner une coupe détaillée du Dévonien affleurant dans le secteur étudié.

Par contre, peu à l'Est du territoire cartographié, dans la vallée du Salat, les couches se rapportant à ce système montrent, par suite de la configuration tectonique, un grand développement. Un léger pendage affectant les axes des plis (dirigés E-W) permet l'affleurement, dans la région d'Estour, des couches du carbonifère tandis qu'à l'Ouest (peu au Sud de St Béat), affleurent des terrains dont l'âge est à rapporter au Silurien, voir même au Cambro-Ordovicien.

Dans la vallée du Salat, d'après les études cartographiques de L.U. de SITTER, la tectonique semble relativement simple. La tranchée de la route qui vient de Seix et se dirige vers le Sud en passant par le Pont de la Taule, permet une observation aisée.

A Salau, les schistes carburés du Gothlandien sont largement mis à nu par l'érosion tandis que, peu avant Pont de la Taule affleurent les griottes du Dévonien.

Dans la coupe décrite ci-dessous, nous n'indiquerons que les formations les plus importantes, celles qui nous ont paru les plus caractéristiques soit du système, soit d'une partie plus précise de celui-ci. Nous ne donnerons pas non plus d'épaisseur ; il convient de considérer les formations décrites comme des " niveaux caractéristiques ".

On rencontre à Salau les schistes noirs carburés caractéristiques du Gothlandien. Ces schistes, riches en carbone, sont localement de teinte claire à l'affleurement, la matière carbonée s'étant consumée au contact de l'oxygène atmosphèrique. Les sources y sont nombreuses, leur eau est très riche en composé ferriques.Ces derniers précipitent sur les roches sombres les recouvrant localement d'une péllicule. Au dessus de ces schistes, dont l'âge peut être dévonien inférieur, vient une série de calcaires et de dolomies à patine rousse, d'aspect parfois carié,. surmontée par un calcaire de couleur sombre, riche en pyrite. Viennent ensuite des schistes de teinte très sombre, fréquemment ardoisiers,pouvant prendre localement un aspect terreux ou une consistance de carton.

Surmontant les couches précédemment citées existe une masse schisteuse, relativement tendre, formant une dépression dans la topographie. Des schistes plus durs apparaissent ensuite. Ils renferment

souvent des " enclaves " d'aspect et de consistance terreuse. Vient ensuite un calcaire de teinte bleuâtre, présentant une cassure esquilleuse ainsi que de petites plages de calcite miroitantes, restes d'Encrines. Il existe ensuite une série calcaire calcschisteuse de couleur rougeâtre, verte ou grise ; percée de cavités causées, selon toute vraisemblance, par la dissolution de fossiles.

Une " barre " calcaire et calcschisteuse de teinte verdâtre, d'aspect griotteux, avec intercalation de calcschistes satinés, suit les formations précédentes.

Après ce niveau existe le calcaire griotte proprement dit. Celui ci est exploité comme marbre à l'endroit même de la coupe ; il est de couleur rouge avec des passées vertes.

La coupe de Pont de la Taule à Salau est intéressante à de nombreux point de vue.

Elle a permis d'identifier le Dévonien de manière certaine, celui ci étant inséré entre les schistes carburés gothlandien et le marbre griotte. En outre, contrairement à ce qui se passe dans la zone cartographiée, la tectonique du Dévonien semble être, pour le moins à cet endroit, relativement simple. On n'assiste à aucun plissement isoclinal comme c'est le cas un peu plus à l'Ouest.

Cette coupe a permis de se rendre compte que la base de la série dévonienne est à dominance schisteuse calcschisteuse tandis que la partie supérieure est à prédominance franchement calcaire. Ce résultat est très important au point de vue cartographique.

La coupe décrite présente aussi l'intérêt d'être exempte de métamorphisme.

Dans la région cartographiée, l'étude stratigraphique des terrains dévoniens se heurte à trois obstacles majeurs, à savoir :

- La tectonique en plis isoclinaux.
- La silicification de la série sédimentaire.
- L'absence de fossiles caractéristiques.

Il s'avère que toute subdivision basée sur des critères paléontologiquæ est impossible par suite de l'azoïsme de la série. La seule stratigraphie possible est basée sur la nature lithologique des différents bancs. Malheureusement, les possibilités de la lithostratigraphie sont limitées par les obstables précités les couches sont affectées de contournements, de plissements variés, d'amplitude et d'échelles très différentes. En outre, les plis étant le plus souvent isoclinaux, la distinction anticlinal -synclinal devient délicate.

La présence d'un granite sous-jacent explique la silicification parfois intense de la série. Les calcschistes ont durci, la partie schisteuse est indivisible tandis que la partie calcaire, plus résistante, est mise en relief par l'érosion. Cette silicification aboutit, dans les cas les plus extrêmes, à un métamorphisme de contact. Il s'agit alors de véritables barrégiennes.

Nous avons donc cartographié le Dévonien en nous basant sur la prédominance des schistes sur les calcaires et inversement. Nous avons divisé le système en trois parties : inférieure, moyenne et supérieure.

La partie inférieure est caractérisée par la nette prédominance des schistes sur les calcaires. Il s'agit de calcschistes à bancs calcaires peu épais.

La partie moyenne possède la caractéristique inverse. Les calcaires, généralement en bancs massifs, prédominent sur les schistes. Les premiers sont généralement de teinte sombre.

Quant au Dévonien supérieur, au reste peu représenté dans la zone cartographiée, il est caractérisé par la présence de calcaires amygdalins passant, à l'Est du territoire étudié à un marbre franchement griotteux.

Bien que les affleurements soient très nombreux, ceux qui permettent de bonnes coupes sont rares. A titre indicatif, nous donnerons, dans la coupe qui suit, la succession des différents faciès que l'on rencontre dans la partie inférieure du Dévonien. Cette coupe a été effectuée dans la basse vallée du Riberot sur le versant occidental. Elle part du point x = 492,5 y = 63,8 et elle se termine au niveau de la passerelle de Ramère.

Peu au dessus des schistes carburés, nous trouvons la succession suivante :

- Calcshistes noduleux, localement terreux. 5 m
- Calcshistes dans lesquels on observe de nombreuses veines siliceuses plus ou moins entrelacées. 4 m
- Schistes noirs, fins, facilement délitables. 60 m
- Schistes et calcaires gris bleu, durs, avec de nombreuses veines de calcite blanche. Débit irrégulier. 4 m
- Calcschistes dont les lits schisteux sont oudulés. Ils sont recoupés de nombreuses veines calcitiques. 4 m
- Calcaires noirs, veinules rouilles. 3 m

- Calcaires noirs à veines blanches. Aspect de lydienne. 3 m
- Calcaires gris bleu à veinules rouilles. 2 m
- Calcschistes durs, finement tités, se débitant en dalles. 5 m
- Schistes ardoisiers gris bleu. Débit en plaquettes. 3 m
- Calcaires schisteux gris noir, débit parallélépipédique. Aspect parfois carié. 4 m
- Schistes noirs, gris bleu, tendres. 5 m
- Calcaires et schistes fins ; roches d'aspect parfois carié à l'affleurement. 7 m

Cette coupe du Dévonien inférieur qui, paléontologiquement, peut débuter au Gothlandien supérieur, montre, à la base de la série, la prédominance des schistes sur les calcaires.

Dans la basse vallée du Riberot, les terrains n'ont pas été soumis à un métamorphisme de contact produit par les granites sous-jacents ; alors qu'au niveau de la passerelle de Ramère, la série dévonienne commence à être indurée.

A mesure que l'on s'élève dans la série, il va apparaître et se développer un calcaire de teinte foncée, généralement bleu sombre ou noir. Ce calcaire microcristallin montre un cassure esquilleuse, parfois conchoïdale. On n'y trouve pour ainsi dire pas de macrofossiles ; nous n'avons rencontré que quelques Orthocères. Par contre, le calcaire renferme fréquemment des petites plages de calcite miroitantes , témoignant ainsi de la présente d'Encrines.

Ces bandes calcaire compactes,très duresforment dans la topogragraphie bon nombre de crêtes et de sommets.

Le Dévonien supérieur de cette région est caractérisé par le développement plus ou moins important d'un calcaire noduleux dit calcaire griotte.

Dans la zone cartographiée, nous n'avons pratiquement pas trouvé de griottes typiques. Le Dévonien supérieur s'y présente sous la forme d'un calcaire noduleux de teinte grisâtre, sillonné de nombreuses veinules blanchâtres découpant la roche en amandes irrégulières. Ce calcaire, bien que moins résistant à l'érosion que le calcaire du Dévonien moyen, forme néanmoins quelques sommets importants.

Quant à l'âge de ce calcaire, deux hypothèses sont en présence. D'aucunspensent qu'il représente un équivalent du calcaire griotte typique et en serait, par voie de conséquence, un faciès latéral purement local. Pour notre part, nous pensons que ce calcaire se situe à la base du marbre griotte proprement dit. En effet, à l'Ouest du territoire cartographié, dans le Haut Lez, au Sud de Sentein, affleurent des calcaires Ordoviciens, (calcaire dit du Bentaillou) tandis qu'à l'Est, dans la vallée du Salat, existe du Carbonifère et le marbre griotte typique. Il y a donc, d'Ouest en Est, un plongement des axes des plis. Le calcaire noduleux des Rochers de Balam ne représente pas, à notre sens, un équivalent du marbre griotte, mais seulement la base de celui-ci.

Les faits énoncés plus haut mettent en lumière la difficulté d'établir une stratigraphie précise basée sur des critères paléontologiques. Même une lithostratigraphie se révèle difficile à établir. Cela est dû à la tectonique relativement complexe, à la silicification de la série et à la monotonie des faciès.

LE CARBONIFERE

Le Carbonifère est très peu représenté dans le territoire cartographié. Les affleurements se situent à la limite Nord du terrain, au Sud Ouest du village de Salsein d'en Haut.

Historique

Pour J. CARALP (1888) le terrain carbonifère n'existe pas dans la zone étudiée.

Quant à M. DALLONI a qui l'on doit la cartographie des terrains paléozoïques de la feuille de Bagnières de Luchon (1/80.000 - 2° édition 1951), il pense que le Carbonifère est très développé. Il rapporte à ce système les schistes affleurant au Sud Ouest de Salsein d'en Haut ; et en plus, il distingue deux très importants replis synclinaux.

Dans une note sur la stratigraphie des terrains primaires de la Haute Garonne, J.P. DESTOMBES (1953) récapitule les observations faites avant lui. C'est ainsi qu'il mentionne à la base du système Carbonifère, un niveau à Lydiennes et à nodules phosphatées.

H.J. ZWART et L.U. de SITTER (1959) distinguent deux séries carbonifères, l'une d'âge préhercynien, l'autre d'âge posthercynien.

Stratigraphie

Les couches rapportées au Carbonifère sont essentiellement schisteuses et calcaires. Les schistes sont le plus souvent ardoisiers et de teinte grise. Ils sont durs, leur litage est bien visible. Le clivage schisteux est très net. Quelques filonnets de calcite recoupent la masse schisteuse.

Localement, par suite d'une exposition prolongée à l'air et à l'eau ces schistes prennent une consistance terreuse.

Autre constituant important de la série carbonifère : les calcaires. Ceux-ci se présentent en bancs massifs ; ils ont des teintes très sombres et finement cristallisées. Leur cassure est esquilleuse. Ils sont en outre sillonnés de nombreux filonnets de calcite blanche.

Il existe à l'intérieur du calcaire de nombreux bancs à Entroques.

Nous n'avons pas trouvé le niveau à lydiennes et à nodules phosphatées de la base du Carbonifère. Nous pensons, mais sous toute réserve, que ce niveau manque. Il en serait de même pour le Houiller.

LE PERMO TRIAS

La distinction des terrains appartenant à la fin du paléozoïque de ceux appartenant au début du secondaire est, dans la plupart des cas, très difficile. C'est la raison pour laquelle les différents auteurs ayant étudié les Pyrénées ont été amenés à grouper ces terrains sous le dénomination générale de Permo Trias.

Historique

En 1870, M. MUSSY écrit que dans l'Ariège " le Trias est formé de deux éléments : les grès bigarrés et les marnes irisées [...] Dans le bassin du Lez, entre Uchentein et Irazein, le Trias est preque uniquement formé de puissantes assises de poudingues grossiers à noyaux de quartz blanc et de schistes violacés ardoisiers, le grès est rare et les marnes

manquent totalement ".

C. de LACVIVIER (1882) distingue dans le Trias proprement dit, trois formations qui sont respectivement de bas en haut

- des poudingues, des grès et des marnes.
- des calcaires bréchiformes et dolomitiques.
- des marnes versicolores.

Il note en outre que le second niveau est le plus constant et le mieux caractérisé.

E. JACQUOT (1888) remarque que:

- dans toute la chaine, la coupe du système triasique est uniforme ; elle rappelle le Trias de Lorraine et de Franche Comté.
- des roches vertes ou des ophites accompagnent généralement le Trias. Les roches triasiques ont été profondément modifiées au contact des ophites.

J. CARALP (1888) rapporte au Trias des " argilolites " et des arkoses situées non loin de Bordes sur Lez. Il les considère comme formées aux dépends du granite.

Selon H.J. ZWART et L.U. de SITTER (1962), le Muschelkalk et le Keuper manquent le long de la faille Nord Pyrénéenne. La puissance de la formation n'excéderait pas 30 à 40 m.

Stratigraphie

Le Permo Trias affleure dans la partie septentrionale de la zone primaire axiale ; il est fréquemment passé entre celle ci et la zone Nord Pyrénéenne.

Les affleurements les plus importants sont situés aux endroits suivants :

Salsein d'en Haut	x = 491,0	y = 68,5
	x = 491,0	y = 68,4

Au village de Bordes sur Lez existe un affleurement orienté NW-SE qui s'étend de

	x = 492,8	y = 67,2
jusqu'à	x = 493,4	y = 66,8
Lac de Bethmale	x = 496,4	y = 63,4
	x = 497,8	y = 63,1
Port de la Corre	x = 499,5	y = 62,9

Au point de vue lithostratigraphique;ces formations permo-triasiques peuvent se subdiviser en

- formations conglomératiques
- schistes psammitiques

Nous examinerons successivement ces deux ensembles.

Les formations conglomératiques

Il s'agit d'un conglomérat de teinte rouge violacée. Le ciment renferme du quartz, des feldspaths alcalins et des produits ferrugineux en grande quantité ; lesquels donnent à la roche sa teinte rougeâtre. Sur le fond violacé de la roche se détachent de très nombreux galets de quartzite. Ceux-ci, très roulés et usés, en forme de dragées, atteignent parfois 10 cm dans leur plus grande dimension.

Ce conglomérat repose toujours en discordance sur les terrains sous-jacents. Au pont de Bordes sur Lez, à l'endroit où la conduite hy-

droélectrique franchit la route en souterrain, le Permo Trias est bien visible, sa discordance sur le granite est très nette.

A mesure que l'on s'élève dans la série on peut remarquer que les éléments constitutifs du conglomérat tendent à diminuer de taille. Brusquement, sans transition aucune, le conglomérat cède la place aux schistes à tendance psammitique.

La puissance de la formation conglomératique est de l'ordre d'une huitaine de mètres.

Les schistes psammitiques

Le Permo Trias se présente le plus fréquemment sous la forme de schistes psammitiques de teinte lie de vin. Ces schistes, au toucher gréseux, sont facilement clivables. Ils se débitent en plaquettes dont l'épaisseur est de l'ordre du centimètre. Il s'agit d'un grès dans lequel existe une quantité importante de muscovite qui par son orientation donne à la roche sont débit en plaquettes.

A l'intérieur de ces grès existent des alternances de lits constitué de matériaux fins et de matériaux grossiers. Les produits ferrugineux sont quantitativement très importants. Au microscope, on constate qu'il ont cristallisé en longues fibres d'aspect ramifié formant, au sein même de la roche, un réseau emprisonnant les divers constituants. Parmi ces constituants, le quartz tient une place prépondérante. Ses grains, aux contours arrondis montrent une extinction roulante.

Nous avons tenté d'établir une lithostratigraphie du Permo Trias au moyen de coupes précises. Les résultats d'une telle entreprise se sont avérés particulièrement aléatoires et non utilisables cartographiquement. Cependant, ces formations, par leur teinte violacéeet leur

pétrographie caractéristique sont aisément identifiables.

L'affleurement de Salsein d'en Haut permet de contrôler, si besoin était, l'âge de la formation psammitique. Elle repose sur des schistes carbonifères ; elle est elle-même inférieure aux cargneules d'âge triasique.

Ces roches existent notamment aux alentours de l'affleurement ophitique de Tournac ainsi qu'à Salsein d'en Haut. A cet endroit on constate que la base des cargneules renferme des fragments de Permo Trias. A la fin du dépôt de celui-ci, il y aurait eu une interruption de sédimentation ; puis lors de la reprise de cette sédimentation sous une forme calcaréo dolomitique, la série précédente aurait été remaniée. Il s'est ainsi formé un petit conglomérat de base.

J. CARALP (1888) rapporte au Jurassique des schistes et calcaires à couseranite. " Ces roches se voient à peine sur la rive droite du ruisseau de Bethmale, à une faible distance au dessus du pont de Bordes ". Une partie, pour le moins, des roches rapportées par J. CARALP au Jurassique appartiennent en fait au Trias. Il s'agit de cargneules d'un jaune franc sillonnant de veinules cristallines translucides.

LES TERRAINS ANTECENOMANIENS METAMORPHIQUES

Les terrains métamorphiques d'âge antécénomanien affleurent en deux endroits :

Ils existent à l'Ouest du village de Bordes sur Lez et autour du pointement ophitique de Tournac. Dans ce dernier cas, une bande cal-

caire, à disposition vraisemblablement synclinale, est allongée le long de la faille Nord Pyrénéenne.

L'affleurement le plus septentrional est formé de calcaire jaunâtre et de marbre cristallin. Les premiers montrent un débit en plaquettes dû aux nombreux interlits marneux existant au sein même de la roche. Cependant, lorsque celle-ci est exempte de niveaux argileux, les calcaires forment de petites corniches.

Les minéraux de métamorphisme ne sont pas visibles à l'oeil nu.

Il existe, ainsi qu'aux environs de Tournac, de nombreux marbres cristallins; marbres blancs ou rosés avec de fines piqûres de pyrite, marbres à amphibole, marbres à wernérites etc...

Les minéraux exitant dans les marbres sont particulièrement abondants à l'Ouest du Couret (petite butte constituée d'ophite) au point x = 494,52 y = 66,31. La composition de ces roches sera étudiée en détail dans le chapitre relatif à la pétrographie.

Nous n'avons réalisé aucune lithostratigraphie dans ces terrains que nous avons groupés sous la même dénomination ; les phénomènes de métamorphisme ayant irrégulièrement modifiés la roche originale.

LE CRETACE SUPERIEUR

A l'Ouest des Bordes sur Lez et au Sud des villages de Salsein, nous avons cartographié une série de terrains sous la dénomination de Crétacé supérieur indifférencié. L'âge de ces terrains est rapporté par de nombreux auteurs au Cénomanien ; nous les suivrons dans leur détermination pour la raison suivante. Le Cénomanien d'une grande partie des

Pyrénées Ariègeoises se présente sous la forme de schistes fréquemment gréseux avec des intercalations calcaires. On y trouve, au faciès flysh, des microbrèches et, très localement, des poudingues intraformationnels; Il existe notamment à Uchentein une très belle brèche calcaire, d'aspect marmoréen.

Dans le territoire étudié, la teinte générale du Crétacé est claire. On y trouve des schistes calcaires, des calcaires gréseux souvent bien lités. Les schistes ardoisiers sont peu abondants.

Par contre, les brèches ont une certaine importance. Nous avons mentionné celle d'Uchentein, connue depuis longtemps et exploitée industriellement. Il en existe d'autres, certainement moins " décorative " que celle mentionnée précédemment. Il en est une non loin du Pic du Mail Blanc (1.290 m) au point x = 491,31 y = 66,88.

Nous avons rassemblé toutes ses formations sous la dénomination globale de Cénomanien tout en reconnaissant que nous n'apportons pas de justifications paléontologiques à cette détermination.

LES DEPOTS GLACIAIRES

Dans le territoire cartographié existent trois vallées dirigées soit N-S, soit N-W - SE. Ce sont celles du Riberot, du Balamet et du ruisseau de l'Etruc. Chacune d'entre elle renferme des restes témoignant de l'existence antérieure d'un ou de plusieurs systèmes glaciaires.

Plutôt que de décrire les dépôts de chaque vallée prise isolément, nous envisagerons globalement les différentes traces laissées par les glaciers.

Les blocs erratiques

Ils sont surtout importants par leur quantité dans la partie basse des vallées. C'est le cas notamment dans le cours inférieur du Riberot. Les blocs erratiques déposés par le glacier se rencontrent jusqu'à l'altitude de 1.000 m, le fond de la vallée étant à une cote voisine de 650 m.

Sous Ausset existe un important amas chaotique de blocs dont une grande partie montre des stries de frottement. Certains de ces blocs atteignent des volumes importants, de l'ordre d'une dizaine de mètres cubes.

Toujours dans la même vallée, mais dans sa partie haute cette fois, existent des blocs d'un volume beaucoup plus considérable (plusieurs dizaines de mètres cubes). Ils montrent très nettement des formes résultantes de l'érosion glaciaire, notamment des surfaces planes sur lesquelles sont visible de très nombreuses stries de frottement; d'une intensité parfois considérable. Il s'agit alors de véritables rainures de plusieurs centimètres de profondeur.

Les traces de modélé glaciaire

Les cirques

A propos du cirque du Riberot M. CHEVALIER (1954) dit qu'il s'agit " d'une immense surface rocheuse montant doucement vers la crête frontière. Elle semble brusquement suspendue [...] au dessus d'étroites vallées qui, en avant du batholite, disséquent la masse des terrains primaires ".

Ce cirque est fermé au Sud et à l'Ouest par la Barrecul (2.585 m) et à l'Est par le massif du Pic de Trémul (2.350 m). La cuvette formée

entre les sommets cités précédemment renferme quelques plans d'eau d'étendue variable (les Estagnous, l'Etang Rond). Ces étangs se vident dans la vallée, pour former le Riberot, par l'intermédiaire de cascades dont les plus importantes sont sans aucun doute celles de Nérech qui atteignent une centaine de mètres de dénivellation.

Le ruisseau de l'Etruc prend naissance au coeur de la zone axiale, dans les étangs de Bellonguere et d'Ayes. Au sortir de ceux-ci, il tombe, par l'intermédiaire de cascades, dans le cirque de Campuis dont l'origine glaciaire semble évidente. Ce cirque, aux parois redressées, est largement ouvert au Nord.

Il existe aussi peu à l'Ouest du cirque de Campuis et séparé de celui-ci par la crête du Sarrat de Barrat, une autre cuvette dont l'origine est certainement glaciaire.

Ces deux cirques sont entaillés dans le matériel sédimentaire de la zone primaire axiale...

Le système glaciaire du Balamet

Selon M. CHEVALIER (1954), il existerait un phénomène de transfluence dans la partie haute du Balamet.

Il existe deux vallées parallèles orientées sensiblement NS qui viennent rejoindre la dépression intrapyrénéenne orientée NW - SE. Il s'agit de la très belle vallée glaciaire située sous le versant Est du Port de la Corre, largement ouverte dans le granite ; ainsi que de la vallée de l'Etang de Bethmale. Ces deux vallées sont séparées par une crête dont l'altitude moyenne est de l'ordre de 1.350 m.

Toujours d'après M. CHEVALIER, une langue glaciaire provenant de la zone axiale serait descendue en direction de la dépression intra-pyrénéenne. Au niveau du pla de l'Etang d'Eychelle, elle se serait alors divisée en deux parties.

Il semble évident, à en juger le calibrage des vallées que la plus grande partie de la glace est passée par la vallée orientale. Une autre partie de la glace aurait emprunté la vallée occidentale. La présence d'une lentille calcaire à l'intérieur du granite aurait été à l'origine du surcreusement ayant donné naissance à la cuvette de l'Etang de Bethmale.

Les moraines

Dans la haute vallée du Riberot, au voisinage du village d'Ayer existe une importante accumulation d'origine glaciaire remarquée et mentionnée dans la littérature depuis fort longtemps, par les différents auteurs ayant étudié la région (M. MUSSY 1870 ; J. CARALP 1888).

Il existe deux accumulations d'origine morainique qui forment un relief d'une dizaine de mètres, dans la basse vallée du Riberot. Il s'agit d'un monticule dénommé le Couret (x = 492,08 y = 62,04). Un peu plus en amont existe une autre accumulation dont l'origine morainique paraît très probable (x = 492,18 y = 62,04).

Ces moraines sont constituées par une accumulation de blocs de nature granitique, provenant du massif du Riberot, et plus ou moins cementés entre eux par une argile de teinte jaunâtre.

ETUDE TECTONIQUE

INTRODUCTION

Dans la description qui va suivre, nous subdiviserons le chapitre consacré à la tectonique en deux parties. La subdivision est basée sur l'échelle à laquelle est faite l'observation.

En premier, nous décrirons la déformation des différents terrains, supposés pris isolément, à l'échelle de l'affleurement ; c'est à dire du mètre.

Ceci ne permettra certainement pas la découverte du mécanisme intime de la déformation mais cette approche nous paraît necessaire pour comprendre le comportement spécial de certains terrains. Cette déformation " en petit " de la roche explique, dans une large mesure, la tectonique en grand de la région.

Dans un second temps nous décrirons, à l'échelle de la carte géologique, les structures auxquelles nous avons été confrontés.

Pour faciliter la description de l'ensemble que constitue la zone étudiée, nous avons subdivisé ce territoire en un certain nombre de régions, étant bien entendu que cette subdivision, bien que se voulant basée au maximum sur la géologie, reste néanmoins plus ou moins arbitraire.

LE COMPORTEMENT MECANIQUE DES DIFFERENTES FORMATIONS AFFLEURANT DANS LA ZONE CARTOGRAPHIEE

Dans cette première partie, nous examinerons le comportement mécanique des différentes formations, celles ci étant envisagées séparément.

Il s'agit de déformations visibles à l'échelle de l'affleurement, c'est à dire à l'échelle du mètre, voir même du décimètre.

LE GOTHLANDIEN

Le Silurien supérieur est représenté par une série puissante de schistes de teinte noire, tendres, fissiles et riches en carbone.

Ces couches semblent jouer, notamment à la lumière des travaux de J.P. DESTOMBES et A. VAYSSE (1947), un rôle important dans la tectonique pyrénéenne.

Ceci est dû, d'une part, à la faible dureté de la roche et d'autre part, à son aptitude à prendre le clivage schisteux. Ainsi, lorsqu'une contrainte sera exercée sur ces schistes, les différents lits vont glisser les uns sur les autres et les frottements internes vont être relativement peu importants.

L'intense déformabilité de ces schistes est particulièrement évidente dans la coupe du chemin joignant la Grange de l'Etruc (x = 492,41 y = 65,48) à la Nouque de l'Oubac (x = 492,38 y = 65,12). Si le plongement général des couches est de 70° vers le Sud ; la disposition des

différents lits est parfois très complexe. Microfailles, microchevauchements de l'ordre du mètre ; parfois du décimètre ; se succèdent. La déformation est intense mais la fracturation est relativement peu abondante.

Ces propriétés particulières du Gothlandien expliquent l'accident dirigé NW - SE, dans la vallée du Riberot ; accident qui sera décrit par ailleurs.

Situé entre le granite, roche particulièrement resistante, et le Dévonien ; le Gothlandien joue un rôle de lubrifiant et de " couche tampon ". Telle déformation qui a plissée énergiquement le Dévonien sera amorti dans le Gothlandien. Ce dernier est à l'origine d'une indépendance relative entre le socle cristallin et la couverture sédimentaire.

Le Gothlandien joue au Primaire le rôle du Keuper au Secondaire.

La faible dureté de la roche est une conséquence de sa composition chimique. Les schistes carburés forment très souvent des dépressions dans la topographie; celles ci étant dominées par les reliefs du Dévonien. Cette disposition caractéristique est bien visible dans la région de la Fontaine de Camaillou.

Ces quelques remarques permettent de comprendre plus aisément le rôle de la série silurienne dans la tectonique de la région étudiée.

LE DEVONIEN

Les roches qui sont à rapporter au système Dévonien sont essentiellement de nature calcschisteuse. A la base de la série, il y a une nette prédominance des schistes sur les calcaires alors qu'à partir du Dévonien moyen, les calcaires l'emportent de beaucoup en quantité sur les schistes.

Cette prédominance d'un constituant sur l'autre ; les alternances repétées de schistes et de calcaires déterminent, au sein de la série des propriétés mécaniques différentes. De toute façon, dans leur ensemble, les couches d'âge dévonien se comportent de manière très différente de celles d'âge gothlandien.

Lorsque l'on considère le Dévonien dans la zone axiale (dans les limites de la zone cartographiée) quand celui-ci n'est pas affecté par un métamorphisme de contact, on constate que son pendage est de 70° vers le Sud. La valeur de ce pendage oscilledans des limites relativement étroites.

Il s'agit d'une série plissée de manière isoclinale, les flancs opposés des différents plis étant subparallèles entre eux. L'érosion a violemment attaqué les charnières anticlinales des plis mais n'a pas encore atteint les charnières synclinales ; la série dévonienne se présente donc comme un empilement de strates ne montrant pas de flexures en grand . Dans le détail, il en est différemment.

La série dévonienne est schisteuse de par les conditions mêmes de sa sédimentation. Outre cette schistosi é d'origine sédimentologique, il existe une autre schistosité, d'origine tectonique. Celle-ci est très redressée, son pendage est de l'ordre de 70° à 80°. Schistosité et stratification sont donc presque concordantes ; le problème de

leur distinction se pose en de nombreux cas. Le dièdre formé par ses deux plans n'excède que très rarement 10°.

Cette schistosité d'origine tectonique apparaît dans la partie Nord du terrain et se développe à mesure que l'on se dirige vers le Sud. Dans la partie Nord des affleurements dévonien , c'est à dire dans la basse vallée du Riberot, cette schistosité montre de nombreux caractères qui inclinent à penser qu'il s'agit d'une schistosité intermédiaire entre celle de fractures et de flux. A mesure que l'on se déplace vers le Sud, la fracturation tend à disparaître et une véritable schistosité de flux apparaît.

Deux hypothèses permettent d'expliquer l'accroissement, dans l'intensité, de cette schistosité dans la partie centrale de la zone axiale.

P. FOURMARIER (1951) admet l'existence d'un front de schistosité ; et il définit celui-ci comme étant " le lieu des points où la charge atteint la valeur suffisante pour permettre le développement du clivage ". Pour lui, c'est la pression statique qui a un rôle prédominant dans l'apparition de la schistosité.

L'autre hypothèse implique une contrainte mécanique, un plissement, pour que naisse la schistosité.

Dans le cas du Gothlandien et du Dévonien qui nous intéressent, si la charge statique était suffisante pour produire la schistosité, celle-ci apparaitrait certainement dès la base du Dévonien. On constate que lorsque le Dévonien est au contact du Gothlandien, le premier n'est que peu affecté par la schistosité. Ceci est dû au fait que le Gothlandien jouit de propriétés mécaniques particulières.

Lorsque les séries antéhercyniennes furent soumises à des contraintes qui déterminèrent leur plissement, la schistosité n'apparu que peu ou pas du tout à la base du Dévonien. En effet, c'est le Gothlandien, matériau plus déformable, qui a absorbé la plus grande partie de l'énergie mise en jeu et réduit, à son contact, l'apparition de la schistosité. Par contre, lorsque les forces de compression se sont exercées sur la partie calcaire du Dévonien (Dévonien moyen et supérieur), celle ci n'a pu acquérir le clivage schisteux. Elle s'est fragmentée suivant trois plans, deux d'entre eux formant un dièdre de 70° à 80°, le troisième étant orthogonal aux deux premiers. La roche est alors débitée en parallèlèpipèdes.

La schistosité n'apparait plus que sporadiquement dans le Dévonien supérieur, vu l'importance des masses calcaires en présence. Cependant elle existe constamment dans les interbancs plus tendres.

La mobilité de flux des calcaires

Il semble que les auteurs qui aient étudié ce mode de déformation soient peu nombreux. Il convient cependant de citer J. GOGUEL (1952), A. GUITARD (1953), L.U. de SITTER (1956) et M. CLIN (1964).

Ce mode de déformation est particulièrement important à la base du système dévonien. Il se présente comme suit.

Considérons un banc calcaire d'une épaisseur de l'ordre de quelques centimètres à un décimètre intercalé entre deux bancs nettement plus tendres, de nature marneuse ayant acquis ou non un débit schisteux.

Au début du phénomène, on assiste à une fissuration du niveau calcaire à l'intérieur de la masse schisteuse. Des diaclases apparaissent fragmentant le calcaire. Puis, dans un stade plus avancé, les fragments de la partie calcaire (ou calcaréosiliceuse) ainsi isolés se déplacent les uns par rapport aux autres mais la continuité primitive se reconstitue sans difficulté.

Ensuite, la belle ordonnance du lit schisteux se trouble ; des ondulations, des sinuosités apparaissent et se développent conjointement avec le déplacement des fragments de matériaux plus durs.

Dans un stade plus avancé, la roche a acquis un aspect conglomératique. Dans une "pâte " plus tendre se détachent des fragments beaucoup plus résistants de calcaire. La partie schisteuse, parfois même calcaire, a subi une déformation continue alors que la partie siliceuse ou calcaréo siliceuse s'est déformée de manière discontinue. Il y a eu, au cours du processus,destruction de tout ou partie de la structure originelle. La roche ainsi déformée donne l'impression d'avoir coulé ; mais ce n'est qu'une image.

L'interprétation mécanique d'une telle déformation a, dès qu'elle a été mise en évidence, soulevé bien des difficultés. Le principale problème était, et est toujours, de savoir quelles lois doivent être invoquées.

Pour J. GOGUEL, la mobilité de flux et calcaires obéit aux lois de la plasticité. Il existe une valeur minimale de la force agissante,un seuil en dessous duquel il ne saurait y avoir de déformation. Au contraire pour M. GIGNOUX (1948) la déformation est de type visqueux. Il n'existe, théoriquement, aucun seuil en dessous duquel il n'y aurait pas de déformation. Pour ce même auteur, la principale force agissante

est la pesanteur.

M. CLIN, qui a observé ce processus de déformation dans les Pyrénées Centrales, pense que le métamorphisme joue un rôle négligeable dans la genèse de la déformation. Il pense en outre que celle-ci peut, " dans certain cas, être rapportée à des mouvements orogéniques certainement anciens, sans doute hercyniens ou antéhercyniens ".

De ce qui précède, il ressort que l'accord est loin d'être réalisé sur la nature du mécanisme intime de la déformation de la roche.

Il semble cependant que celui-ci soit de nature physico chimique. Il s'agirait d'une dissolution par l'eau d'imprégnation sur les faces pressées des cristaux et d'un dépot sur celle soumise à des tensions, en vertu du principe de Riecke. Cette déformation par mise en solution et recristallisation est beaucoup plus sensible à la température que les autres modes de déformation. C'est un fait d'expérience de laboratoire vérifié sur le terrain.

Dans la zone cartographiée, les terrains affectés par la mobilité du flux se rencontrent tous au Nord du territoire étudié, là ou la série calcschisteuse est située non loin du massif granitique de Bordes sur Lez. La relation entre granite sous-jacent et calcaires déformés est constante.

Il n'existe que peu ou pas de mobilité de flux des calcaires au contact du massif granitique du Riberot. Cela est du au simple fait que la masse calcaréo siliceuse est trop importante par rapport aux schistes.

En conclusion il semble que

- D'après les observations de terrains, nombreuses et variées,

les lois de la viscosité doivent être invoquées pour expliquer la déformation du calcaire par mobilité de flux. Nous avons constaté qu'une très faible pente suffisait à provoquer une déformation. Mais nous n'excluons pas l'hypothèse selon laquelle il existerait un seuil de déformation, très voisin de zéro.

- La température joue, peut être seulement au début du phénomène, un rôle important. Elle facilite les processus physicochimiques de la mise en solution et de la recristallisation.

- Il n'est nul besoin d'autres forces agissantes que celle de la gravité ; cependant, il n'est pas exclu que des contraintes d'origine tectonique aient pu accélérer le phénomène. Certains auteurs admettent en effet que, dans une série calcschisteuse soumise à une contrainte importante, on assiste à une fragmentation des lits incompétants (calcaires siliceux) à l'intérieur d'une masse plus déformable formée par le schiste.

Le boudinage

Ce mode de déformation est peu fréquent dans la zone étudiée. Il existe cependant sur le versant Nord du massif de Bordes sur Lez, dans les couches dévoniennes reposant en discordance sur le granite.

Selon C.E. WEGMANN (1932), le boudinage apparaît très souvent dans le flanc inverse des synclinaux. C'est ce qui se produit au lieu dit La Tour de Bramevaque.

Il s'agit d'un banc dur, siliceux, intercalé entre deux bancs de schistes tendres. Lors de la déformation d'ensemble, le lit le plus

résistant n'a pu se plisser, il s'est alors fragmenté en tronçons qui se sont séparés les uns les autres. La roche la plus déformable, en l'occurence le schiste, est venue combler les vides laissés entre les différents tronçons. La schistosité a alors complètement disparu , la roche a une allure de marne de teinte bleue, veinée de rouge, à l'intérieur de laquelle " flottent " des roches plus résistantes affectant la forme d'amandes.

Il existe d'autres exemples de boudinage, notamment dans le Dévonien de la vallée du Riberot.

Les barrégiennes

Il s'agit de cornéennes à grains fins, de tactites, qui sont en relation directe avec le granite. Elles montrent des lits diversement colorés et de plus en plus contournés à mesure que l'on se rapproche du granite. Cela témoigne de leur plasticité lors des phénomènes de contact. Elles ne sont que peu diaclasées ce qui implique, selon P.HUPE (1948) " une plasticité que ne devraient posséder ni les sédiments initiaux, ni les cornéennes achevées ".

Ces barrégiennes sont très développées sur le versant Sud du massif granitique de Bordes sur Lez, dans la région de La Serre ; ainsi qu 'au contact du massif du Riberot

LE PERMO TRIAS

Les terrains qui sont à rapporter au Permo Trias sont de deux natures. Il s'agit, à la base, d'un conglomérat surmonté de schistes

psammitiques. L'ensemble est de teinte générale lie de vin. Ce Permo Trias repose en discordance sur le substratum ; à savoir, dans la plupart des cas, sur le granite. Par son conglomérat de base, il adhère fortement à celui-ci. Dans les différentes phases tectoniques qui ont affecté la région, le conglomérat et les schistes ne feront qu'un avec le granite et se comporteront comme lui.

Géologiquement, le Permo Trias se trouve dans deux positions. Il peut former des reliquats sur le granite même; il reste témoin de la couverture sédimentaire dégagée par l'érosion. C'est le cas de l'affleurement orienté NW - SE, situé au Sud du village de Bordes sur Lez. Dans la plupart des cas, les formations conglomératives et schisteuses sont situées en bordure du massif granitique, là où celui-ci est en contact avec d'autres formations par l'intermédiaire d'une faille.

Par exemple, au Port de la Corre, le Permo Trias, représenté par des schistes psammitiques violacés,est pincé dans la faille Nord Pyrénéenne, entre le granite de la zone primaire axiale et les migmatites du massif de la forêt de Castillon. Ces schistes sont affectés d'un pendage de 70° vers le Sud.

La tectonique du Permo Trias est presque toujours de type cassante. Lorsqu'il adhère au socle cristallin sa déformation sera celle du socle.

LE GRANITE

Dans la zone cartographiée existent deux massifs importants de granite accompagnés de deux pointements " satéllites". Il n'est que de regarder la carte pour se rendre compte de l'importance des granites

et de leur rôle dans la tectonique locale. Ils forment l'ossature de la région. Etant postérieur à la tectonique hercynienne, ils ont consolidé celle ci par induration des roches sédimentaires.

Bien qu'à l'échelle de la carte ces massifs paraissent homogènes, leur étude de détail montre qu'ils sont affectés de nombreuses discontinuités. Certaines d'entre elles sont liées à la cristallisation du magma granitique.

Le granite montre une fissuration importante. Celle-ci donne au granite son aspect stratifié. Les joints recoupent la masse de la roche suivant trois plans. L'un d'entre eux est subhorizontal ; c'est celui qui donne au granite sa " stratification ". Quant aux deux autres plans, ils découpent la roche en triangles plus ou moins trirectangles. Le phénomène est d'autant plus important que l'on se rapproche de la périphérie du batholite. Ces discontinuités ont pour effet de diminuer la résistance du granite et de créer ainsi dans la masse même de celui-ci des zones de fracturation privilégiées.

Sur la bordure Nord du batholite de Bordes sur Lez existe une fracturation relativement importante qui augmente à mesure que l'on se dirige vers le Nord ; c'est à dire vers la faille Nord Pyrénéenne. Il peut s'agir d'un simple miroir de faille recouvert localement de chlorite. C'est le cas dans la région du Lac de Bethmale, dans la tranchée de la route nouvellement crée

Il peut s'agir aussi de failles se traduisant par une mylonitisation du granite. C'est le cas sur le versant Nord du massif de Bordes sur Lez, face au village de Sammortein (x = y =). A cet endroit passent toute une série de failles de faible rejet qui ont détruit la texture originelle du granite. Il arrive aussi que certaines

failles soient minéralisées, la minéralisation la plus courante consistant en oligiste.

La faille peut être plus importante et donner lieu à une véritable brèche renfermant des fragments de la couverture sédimentaire. C'est le cas à Bordes sur Lez (x = 493,56 y = 67,00) où existe un conglomérat dénommé par J. CARALP (1888) : Magma de Bordes.

Il s'agit d'une roche compacte dans laquelle existe un granulo-classement. Les fragments sont allignés suivant des lignes provenant du laminage crée par le frottement des deux lèvres de la faille.

Le conglomérat contient des éléments de granite, de Permo Trias et de Dévonien. Le Dévonien, élément plus fragile que les autres, forme le ciment de ce conglomérat.

Le Permo Trias est composé d'un conglomérat à galets quartzitiques. Ceux-ci, durant le laminage (qui s'est traduit par un effort de tension intense) se sont fragmentés suivant des plans parallèles entre eux, normaux à la direction d'étirement. Le Dévonien est venu ensuite cimenter l'ensemble. Selon J. CARALP ce conglomérat représenterait " une brèche de friction remplissant une faille qui se serait produite le long du thalweg de la rivière de Bethmale, après la venue de l'ophite ".

N'ayant pu rencontrer de galets d'ophite dans la brèche, il nous est difficile d'affirmer la postériorité de la brèche sur l'ophite. Nous pouvons simplement affirmer que cette faille est postérieure au Permo Trias.

Sur le versant Nord du massif granitique de Bordes sur Lez, on assiste à une arénisation intense de la roche. Dans la région du Tos de Serrou et des deux Serré (d'en haut et d'en bas), la partie super-

ficielle du massif est complètement arénisée.

Aux environs de Bordes, le chemin qui permet d'atteindre le sommet de la conduite forcée E.D.F. est entaillée dans le granite désagrégé par l'eau de ruissellement.

La répartition géographique des affleurements granitique laisse supposer que le substratum des séries sédimentaires situées entre les massifs de Bordes sur Lez et du Riberot est de nature éruptive. Ce granite à eu pour effet principal d'indurer complètement la série dévonienne. La tectonique a été par la suite de type cassant affectant jusqu'au granite lui même. La fracturation du granite trouve néanmoins son origine dans les nombreuses discontinuités qui l'affectent.

DESCRIPTION DE LA CARTE GEOLOGIQUE

Dans les pages qui vont suivre, nous décrirons la carte géologique en nous attachant spécialement à la tectonique, donc aux relations structurales existantes entre les différentes formations.

Pour faciliter cette description, nous avons subdivisé la zone cartographiée en un certain nombre de régions, en faisant en sorte que cette division, pour arbitraire qu'elle puisse paraître, soit toutefois basée sur la géologie.

C'est ainsi que nous décrirons successivement les régions de :

- Bordes sur Lez
- Tournac
- Etang de Bethmale et Port de la Corre
- Etruc
- Sarrat
- Ainsi que le Dévonien au Sud du massif granitique de Bordes sur Lez.

LA REGION DE BORDES SUR LEZ

Les villages de Bordes sur Lez et Ourjout se situent au contact de la zone primaire axiale et de la zone Nord Pyrénéenne. Ces deux zones sont séparées par une discontinuité importante ; la faille Nord Pyrénéenne.

Le tracé de la faille est souligné par une série d'affleurement de calcaires secondaires ainsi que par des intrusions de roches vertes. Ce sont les calcaires mésozoïques de Tournac (Trias et Crétacé), le petit affleurement du Jurassique de Bordes ainsi que les ophites de Tournac et de Bordes.

Au S.E. de ce dernier village, la faille suit un tracé NW-SE. Après Ourjout, l'orientation de la faille, quelque peu modifiée, devient NNW - SSE. Au niveau du Lez, la faille a donc obliquée vers le Nord. En outre, sur la carte, on observe un léger décrochement de la faille au niveau de l'ophite de Bordes.

Ce massif a une forme d'amande dont la plus grande dimension serait sensiblement orientée NS. Venant de l'Est, la faille atteint la partie méridionale du massif pour se continuer, en changeant quelque peu de direction, au niveau du village d'Ourjout situé au Nord de celui de Bordes. Les alluvions du Lez masquant le fond de la vallée, il est difficile de suivre le tracé de la faille entre les deux villages précités. En fait, la faille partage le pointement ophitique en deux parties. La partie orientale de l'affleurement montre une certaine dipyrisation tandis que la partie N.W. est exempte de ce même minéral.

L'ophite est divisée en deux parties minéralogiquement différentes. C'est la raison pour laquelle nous pensons que le tracé de la faille doit être cherché dans le thalweg du Lez, entre Bordes et Ourjout.

Cette faille met en contact le granite de la zone primaire axiale avec les migmatites du massif de la forêt de Castillon. Plus au Nord, c'est au tour du Crétacé métamorphique d'être en contact avec ces mêmes migmatites.

Zone préférentielle de fragilité, cette faille a permis la mise en place d'ophites : ce sont celles de Bordes sur Lez et de Sor-Salsein. La première est au contact des migmatites, du granite et du Gothlandien ; tandis que la seconde est associée;outre à des cargneules triasiques ; à des calcaires crétacés ayant ou non subi le métamorphisme pyrénéen.

Le massif granitique de Bordes sur Lez forme l'ossature de la région. Il est limité brutalement au N.E. par la faille Nord Pyrénéenne. Granite intrusif post-tectonique, il a métamorphisé des terrains d'âge Silurien et Dévonien. C'est ainsi qu'à l'Ouest d'Ourjout existent des schistes carburés gothlandien transformés par métamorphisme de contact en cornéenne.

Sur la rive gauche du Lez existe un affleurement important de Dévonien. Celui-ci est un reste de la couverture sédimentaire qui existait antérieurement à la mise en place du granite. Il a subi des phénomènes importants de métamorphisme qui ont transformé les calcschistes originels en cornéennes. Nous pensons que ces cornéennes sont d'âge Dévonien inférieur pour la raison suivante. Non loin des granges de Bacher (x = 491,92 y = 66,38), il nous a semblé pouvoir déceler le passage progressif du Gothlandien, à l'état de schistes carburés, au

Dévonien calcschisteux, puis, tout de suite après, aux cornéennes. C'est la raison pour laquelle nous pensons que les cornéennes sont à replacer stratigraphiquement à la base du système dévonien. Cependant cette datation doit etre prise en considération avec beaucoup de réserves.

Nous retrouvons le Dévonien (x = 492,72 y = 67,20) dans un petit ruisseau qui prend naissance à la source de Chermille et qui aboutit à Bordes sur Lez, au niveau de l'usine hydroélectrique. A cet endroit, le Dévonien est associé au Permo Trias. Celui-ci débute sur le granite par un conglomérat de base à gros galets de quartzite ; ce conglomérat étant lui-même surmonté par des schistes psammitiques.

Le Carbonifère existe dans la zone cartographiée, à la limite N.W. de celle-ci, près du village de Salsein d'en Haut. Il s'agit de schistes d'aspect soit ardoisier, soit terreux. Ce carbonifère est sous-jacent au Permo Trias.

Ce dernier vient au contact du Crétacé par l'intermédiaire d'une faille, bien visible au point x = 491,00 y = 68,41. La direction de cette faille est sensiblement N S. Au contact des deux compartiments existe une brèche de faille peu importante. Une contrainte, plus ou moins normale au plan de faille est venue comprimer le Permo Trias et le Crétacé. La composition lithologique de celui-ci lui a permis de se plisser tandis que le premier se fracturait. Le plissotement des couches crétacées est parfois intense.

Entre Aulignac et les villages de Salsein d'en Haut et de Salsein d'en Bas existent des marbres cristallins ayant subi l'épreuve du métamorphisme. En outre ces marbres sont parfois très tectonisés.

Ces calcaires, ayant schématiquement la disposition d'un synclinal à axe E-W, sont recouverts en discordance par d'autres calcaires, non métamorphisés cette fois. La disposition de ceux-ci est celle d'un synclinorium dont les axes seraient, eux aussi, dirigés E-W.

En conclusion, la région de Bordes sur Lez est constituée de la manière suivante.

La faille Nord Pyrénéenne, orientée NW-SE sépare la zone axiale de la zone Nord Pyrénéenne. Cette faille est infléchie au niveau de l'ophite de Bordes et sa direction, à cet endroit, devient plus méridienne. Cette faille est jalonnée par des intrusions de roches vertes. Le granite de la zone primaire axiale vient bute par son intermédiaire contre les migmatites du massif de la forêt de Castillon. Le pendage de la faille indique un léger déversement de la partie méridionale sur la zone Nord Pyrénéenne. Ce pendage est souligné par le petit affleurement de calcaire découvert par J. CARALP (1888) est rapporté par lui au Jurassique (x = 493,34 y = 67,21).

Le granite est lui même recouvert localement par des sédiments qui lui sont antérieurs tel que le Dévonien ; et postérieurs tel que le Permo Trias

LA REGION DE TOURNAC

Comme la région de Bordes sur Lez, la région de Tournac se situe à la bordure Nord de la zone primaire axiale. La faille Nord Pyrénéenne, toujours dirigée NW-SE, passe au niveau du village. Elle met en contact le granite de la zone primaire axiale avec les migmatites

du massif de la forêt de Castillon. Une petite butte, dénommée le Couret domine le village de Tournac. Il s'agit d'une ophite mise en place sur la faille Nord Pyrénéenne. Cette ophite est entourée de calcaires cristallins, de cargneules, ainsi que de marnes blanchâtres dénommées localement " terres blanches ".

Les affleurements de cargneules et de calcaires cristallins sont connus depuis longtemps déjà (J. CARALP 1888). Selon M. CASTERAS (1933) la disposition de ce calcaire est celle d'un synclinal, celui ci étant pincé entre les deux lèvres de la faille Nord Pyrénéenne. L'âge des calcaires cristallins et des cargneules est à rapporter respectivement au Crétacé et au Trias.

Les cargneules sont situées au contact même des migmatites et de l'ophite. Cette dernière est de plus, cernée de marnes blanchâtres. Les calcaires cristallins d'âge crétacé s'étendent en direction du N.W. ; ils sont limités au N.E. par la faille Nord Pyrénéenne. Bien que leur pendage soit difficile à noter, il semble que leur disposition soit celle d'un synclinal dont l'axe serait dirigé NW-SE.

Ces calcaires affleurent au niveau de la Tour de Bramevaque. A cet endroit, ils se terminent en biseau, coupés obliquement par deux failles. Ils cèdent alors la place au Dévonien. Ce dernier est un reste de la couverture antéhercynienne du massif granitique qui du fait même de son intrusion, a modifié profondément les sédiments à son contact.Il a non seulement permis l'apparition de minéraux dans les sédiments qui lui étaient antérieurs mais il a plissé intensément ceux ci. C'est ainsi qu'au niveau de la Tour de Bramevaque, le Dévonien est affecté de deux replis synclinaux. L'anticlinal séparant ceux ci a disparu du fait de

l'érosion et le granite sous-jacent affleure. Dans le flanc inverse du repli synclinal le plus méridional; il est possible d'observer des phénomènes de boudinage très caractéristiques.

Lorsque l'on se dirige vers le Sud, le granite sous-jacent réapparait ; puis le Dévonien affleure de nouveau. Il s'agit d'un compartiment faillé et basculé en direction du S.W. Après ce compartiment, la couverture dévonienne métamorphique se continue plus ou moins régulièrement.

Parallèlement à la faille Nord Pyrénéenne existe une autre zone de fracturation. Celle ci, orientée NW - SE, passe immédiatement au Sud du massif d'ophite. Elle se traduit par une brèche de faille parfois imprégnée d'oligiste.

Cette faille est le prolongement de ce que J. CARALP a nommé le magma de Bordes.

LA REGION DE BETMALE ET DU PORT DE LA CORRE

Elle se situe au contact de la zone Nord Pyrénéenne et de la zone primaire axiale. La faille Nord Pyrénéenne, dirigée ENE - WSW, met en contact le granite de la zone axiale avec les migmatites du massif de la forêt de Castillon. Cette faille est soulignée au Port de la Corre par un affleurement de Permo Trias. Il s'agit de psammites lie de vin pincées entre les deux lèvres de la faille. Cet affleurement avait déjà été cité par RAMIERE de FORTANIER (1928) et M. CASTERAS (1933).

Ces schistes sont affectés d'un pendage de 75° à 80° vers le Nord. Cela semble indiquer, pour le moins en surface ou très près de celle ci, un " déversement " de la zone Nord Pyrénéenne sur la zone axiale.

Sous le Port de la Corre existe un lambeau de calcaire blanchâtre, d'aspect saccharoïde, à cassure esquilleuse. Ces calcaires sont affectés d'un pendage de 60° vers le Sud. Comme le lambeau de Permo Trias signalé au Port de la Corre, ces calcaires sont, selon toute vraisemblance pincés dans la faille Nord Pyrénéenne. Leur nature est identique à ceux que l'on trouve au village même des Bordes sur Lez ainsi que non loin de l'ophite de Tournac. Ils jalonnent la même grande faille.

Quant à leur âge, A.J. WISSINK (1 956), les considère comme Cénomanien. Cet auteur, bien qu'ayant trouvé un grand nombre de fragments de fossiles, n'a pu mettre en évidence une espèce caractéristique. Il signale simplement l'abondance de petits milioles et la ressemblance avec le Cénomanien de Balacet.

Le pendage dont est affecté le calcaire indique une inclinaison vers le Sud du plan de faille ; la zone primaire axiale est donc quelque peu " déversée " sur la zone Nord Pyrénenne.

L'ossature de la région est formée par les granites de Bordes sur Lez et de Bethmale. Il convient de signaler aussi, au pied des Rochers de Balam, l'existence d'un petit affleurement granitique peu étendu et complétement enclavé dans le Dévonien. Ce granite est recoupé de filons de quartz laiteux.

Le granite dit de Bethmale, intrusif dans des sédiments d'âge dévonien détermine à son contact des phénomènes de métamorphisme parfois importants, se traduisant par la formation de tactiques rubanées à minéraux de néoformation. Ces calcaires à minéraux sont bien développés

sous le Port de la Corre.

Aux alentours du petit affleurement granitique dit de Balam apparait un calcaire noduleux, parfois griotteux, mais nous n'avons noté l'existence de griottes typiques que rarement. Nous avons cartographié ces formations en Dévonien supérieur. La disposition des terrains sédimentaires dans la zone étudiée est donc celle d'un synclinal ; les terrains étant de plus en plus récents à mesure que l'on se dirige vers l'Est.

Au niveau du lac de Bethmale (x = 497,76 y = 63,15) et peu à l'Ouest de celui ci (x = 497,00 y = 63,28) ainsi qu'au point de coordonnées x = 497,95 y = 63,20 existent des affleurements de Permo Trias. Ceux ci sont des témoins de la couverture permo triasique du granite ; ils adhèrent fortement à ce dernier. On les trouve sur le granite même, près des contacts de celui ci avec la série dévonienne.

Des lambeaux de Dévonien existent aussi à l'état de " résidus d'érosion " sur le granite. C'est notamment le cas à l'Ouest du lac de Bethmale ; le petit sommet coté + 1.297 m (x = 497,15 y = 63,35) étant formé de calcschistes, très redressés (70°). L'importance, dans la tectonique, de ce Dévonien sous-jacent au granite, est négligeable.

LA REGION DE L'ETRUC

Nous avons décrit précedemment des territoires situés au voisinage de la faille Nord Pyrénéenne. La structure était orientée NW -SE.

Nous décrirons maintenant la région de l'Etruc, du nom du torrent qui la traverse. Celui ci, d'abord dirigé NNW - SSE oblique au niveau des granges de Loudo et se dirige ensuite vers le N.W.

Comme précédemment, la structure est orientée NW - SE. A l'Est existent les couches du Dévonien supérieur, tandis qu'à l'Ouest, c'est le Gothlandien qui affleure. Il s'agit d'un synclinal à axe NW - SE. La valeur de l'inclinaison de cet axe synclinal est délicate à évaluer mais des mesures de l'inclinaison de la linéation laisse à penser que la pente générale serait de l'ordre de 10°.

Dans la basse vallée de l'Etruc, une faille orientée NW - SE met en contact anormal le Gothlandien avec le Dévonien. Elle est visible non loin du thalweg , sur la rive gauche du torrent. Cette faille a eu pour effet de surélever le Gothlandien (compartiment N.W.) ; nous avons noté en effet quelques stries de frottement nous paraissant orientées.

Un grand accident affecte la série dévonienne, allant d'Ausset (x = 492,78 y = 64,55) jusqu'aux granges du Mont Noir (x = 495,82 y = 63,65). Il s'agit d'une faille qui a permis la mise en place de roches vertes. La bande d'ophite , étroite au N.E. s'élargit progressivement à mesure que l'on se dirige vers le S.E. jusqu'au niveau du col de la Dévalade (x = 495,41 y = 63,74) puis se rétrecit brutalement pour se terminer a l'Est des granges du Mont Noir.

Déjà J. CARALP (1888) reconnaissait l'ophite et expliquait sa mise en place par une grande faille.

La direction d'allongement du massif, le fait que son contour Nord puisse être considéré comme rectiligne, certaines paragénèses particulières situées au contact de l'ophite (voir la partie consacrée à la pétrographie des roches métamorphiques) ; tous ces faits inclinent à penser que la mise en place de la roche s'est réalisée dans une zone préexistante de moindre résistance.

Bien visible dans les calcschistes du Dévonien, cette faille vient s'amortir au N.W. dans les matériaux plus tendres du Gothlandien. Il s'agit d'une zone de tectonique complexe dans le détail. La complication augmente à mesure que l'on se rapproche du granite, celui ci ayant joué le rôle d'un butoir lorsqu'agirent des forces de contraction, , vraisemblablement horizontales, qui déterminèrent le plissement. Dans le détail, il est possible de noter des anticlinaux à l'échelle du mètre, des petites failles chevauchantes,des renversements complets de série ; la cartographie dans le détail d'une telle tectonique est délicate.

Dans l'ensemble, l'axe des plis est confondu avec la direction générale de la structure observée par ailleurs ; c'est à dire NW - SE. Le pendage est de 70° à 80° vers le Sud.

LA REGION DU SARRAT

Le hammeau du Sarrat se trouve dans la vallée moyenne du Riberot ; il est construit sur un amoncellement de matériaux d'origine glaciaire.

Cette accumulation masque, tout au moins aux alentours du thalweg du Riberot, un accident qui affecte les couches du Dévonien inférieur. Il s'agit d'une faille orientée NNW - SSE mettant en contact anormal les terrains gothlandien et dévonien.

Les pendages,à l'intérieur du Gothlandien, sont des plus variés. Ils traduisent l'intense déformation subie par ces terrains. En effet, lors du plissement d'ensemble du Dévonien et du Gothlandien, les roches appartenant à chacun de ces deux systèmes se sont comportées différemment.

Le Dévonien inférieur, bien qu'en majorité schisteux, s'est plissé relativement régulièrement. Relativement, car de ce plissement est né une faille. Sous le Dévonien, les schistes carburés ont supporté difficilement la contrainte. Ils se sont comprimés.

La fracture des couches dévoniennes a permis au Gothlandien de s'injecter à l'intérieur du Dévonien. Une boutonnière est apparue dans celui ci, permettant aux couches sous-jacentes, par un véritable phénomène de diapyrisme, de venir à l'affleurement.

Ce comportement du Gotlandien n'a rien pour étonner, il a déjà été décrit par de nombreux auteurs notamment J.P. DESTOMBES et A. VAYSSE (1947).

LE DEVONIEN AU SUD DU MASSIF GRANITIQUE DE BORDES SUR LEZ

Entre les massifs de granite de Bordes sur Lez et du Riberot existe une zone ou affleure principalement le Dévonien.

A l'Ouest, la partie inférieure de celui ci existe sur une étendue considérable tandis que plus à l'Est, aux environs du lac d'Ayes apparaît le Dévonien moyen. Le Dévonien supérieur se trouve plus à l'Est, au niveau des Rochers de Balam.

La structure de la région est donc celle d'un synclinal dont l'axe E-W serait incliné vers l'Est. La tectonique de ce Dévonien, est, en fait, à l'échelle du terrain, beaucoup plus compliquée que ne le laisse supposer la lecture de la carte géologique.

Les contraintes ayant agi à différentes époques ont abouti à un plissement intense des calcschistes ; le plissement est le plus souvent de type isoclinal. Il s'ensuit que les deux flancs des plis sont presque parallèles. En outre, du fait de l'érosion, les charnières anticlinales ne sont plus visibles tandis que les charnières synclinales n'ont pas encore été mises à nu ou sont recouvertes par des dépôts d'origine glaciaire. La cartographie dans le détail de ces plis s'est donc révèlée délicate.

Toute cette série est affectée par la schistosité. Celle ci est très redressée (70°) et presque concordante avec la stratification. La distinction, dans les schistes, entre les schistosités d'origine sédimentologique et tectonique est, dans bien des cas, mal aisée.

Il convient de signaler que l'intensité du phénomène augmente à mesure que l'on se déplace vers le Sud du terrain. Cette schistosité est particulièrement importante et bien visible au niveau de l'Etang d'Ayes.

Les terrains se rapportant au système dévonien montrent une induration due à la présence d'un granite sous-jacent. En effet, entre les deux grands affleurements granitiques (Bordes sur Lez et Riberot) existent deux petits affleurements. Ceux ci témoignent de la proximité de la roche éruptive. Ces pointements sont ceux des " Roches de Balam " et de " l'Etang d'Ayes ". La composition pétrographique d'échantillons prélevés dans ces deux affleurements semble indiquer une grande similitude entre ceux ci et d'autres provenant des deux grands massifs situés au Nord et au Sud.

Les contacts entre le Dévonien et le massif granitique du Riberot sont particulièrement curieux. Les barrégiennes y sont abondantes. En outre, au contact immédiat du massif, on assiste à toute une série de " rebroussements" de couches, dus à l'intrusion du magma granitique. Dans la vallée du Muscadet ces phénomènes de contact sont spectaculaires.

P E T R O G R A P H I E

-:-:-:-:-:-:-:-:-:-:-:-

Nous abordons le dernier chapitre, celui consacré à l'étude pétrographique des roches rencontrées dans le territoire cartographié.

Nous nous sommes limités à la pétrographie des roches éruptives et métamorphiques.

Nous commencerons par décrire les granites affleurant dans notre région. Ils sont au nombre de cinq, cependant deux d'entre eux sont, par leur superficie, particulièrement important.

Ces granites sont intrusifs dans des sédiments d'âge antéhercynien. Ils ont induit , lors de leur mise en place, des phénomènes de contact que nous décrirons dans le paragraphe consacré à l'étude du métamorphisme de contact des terrains primaires.

Des roches vertes existent dans la région. Il s'agit d'ophites et les affleurements que nous décrirons sont au nombre de trois. Il s'agit des ophites de Bordes sur Lez, de Tournac et de l'Etruc. Les deux premières sont situées sur la faille Nord Pyrénéenne tandis que la troisième se trouve dans la zone axiale.

Nous donnerons une description pétrographique de ces ophites.

Au voisinage immédiat de ces roches, il est possible de rencontrer des affleurements d'une terre blanche, micacée, grasse au toucher. Ces " marnes " sont séparées de l'ophite par une roche à l'aspect de cornéenne, très friable. Nous décrirons ces deux formations, là où leur importance quantitative rend leur exploitation économiquement rentable. Il

s'agit en effet d'une roche renfermant un pourcentage élevé de leuchtenbergite.

Nous décrirons ensuite des calcaires secondaires métamorphisés. Nombre d'entre eux sont riches en minéraux de métamorphisme et c'est à la description de ces minéraux que nous nous attacherons.

Cette étude clôturera le chapitre relatif à la pétrographie des roches éruptives et métamorphiques eixstant dans la zone étudiée.

ETUDE DES GRANITES

Il n'est que de considérer la carte jointe à ce mémoire pour se rendre compte de l'étendue des granites.

Deux massifs sont particulièrement important. Il s'agit de celui dit de Bordes sur Lez ainsi que de celui dit du Riberot. Il existe en outre trois autres affleurements granitiques.

Dans les lignes qui vont suivre, nous étudierons successivement les granites :

- de Bordes sur Lez
- du Riberot
- de Bethmale
- de Balam
- de l'Etang d'Ayes

Pour chacun d'entre eux, nous décrirons le granite commun, celui que l'on rencontre couramment. Nous décrirons ensuite certaines variations de sa composition. C'est ainsi que nous serons amenés à étudier un granite à grenat, un granite à tourmaline, une aplite (Bordes sur Lez), des enclaves (Riberot).

Nous nous efforcerons, pour chaque roche étudiée, d'en donner la composition. Celle ci a été établie au compteur à points. A l'aide des pourcentages établis et des indices qui en découlent, nous replacerons cette roche dans la classification établie pat J. JUNG et R. BROUSSE (1952).

LE GRANITE DE BORDES SUR LEZ

Situation géographique

Le massif granitique étudié se situe au Nord du territoire cartographié. Ayant la forme d'une amande dont le grand axe se serait allongé NW - SE, son extrémité septentrionale atteint le village de Bordes sur Lez tandis que sa partie méridionale se situe au niveau du Port de la Corre.

Sa superficie est de l'ordre d'une dizaine de kilomètres carrés. Il est bordé au N.E. par la vallée du Balamet tandis que dans sa partie S.W., il est légèrement entaillé par le ruisseau de l'Etruc.

Les régions les plus hautes du massif sont situées au Mont Noir où le granite affleure aux environs de 1.450 m.

Situation géologique

Le massif granitique de Bordes se situe au Nord de la zone axiale. Il est limité, sur son versant N.E. par le grand accident qu'est la faille Nord Pyrénéenne. Celle ci met en contact le granite avec les migmatites de la zone Nord Pyrénéenne.

Au S.W., le massif est en contact avec les séries paléozoïques ; notamment avec les schistes et calcaires du Dévonien. Localement, le granite est recouvert par des sédiments du même âge ; ceux ci sont très métamorphisés et se transforment alors en barrégiennes. Il s'agit

de cornéennes rubanées, dont les différents lits présentent des teintes variables. Nous avons quelquefois observé des sédiments d'âge permo-triasique reposant en discordance sur ces granites.

Historique

J. CARALP (1888) classe le granite de Bordes sur Lez dans la famille des granites à oligoclase ; il le définit comme suit : " les éléments sont les mêmes que dans les granites à mica noir, seulement l'oligoclase est dominant et le quartz s'y trouve non seulement en plages de seconde consolidation, mais en cristaux ou, du moins, en grains de première formation ".

Plus récemment, L.U. de SITTER et M.J. ZWART (1962) mentionnent la " granodiorite de Bordes sur Lez ". Ces auteurs ne donnent de ce granite, qu'une description très succincte.

Après avoir étudié ce que nous appellerons, avec toutes les réserves qu'il convient de faire, le granite commun ; nous examinerons successivement,

- le granite à grenat
- le granite à tourmaline.

Puis, nous décrirons les variations de faciès subies par ce granite au contact même de la roche encaissante. Nous terminerons l'étude du granite de Bordes par la description d'un filon d'aplite à tourmaline.

ETUDE DU GRANITE

Etude macroscopique

Il s'agit d'une roche de teinte généralement claire ; cependant apparaissent çà et là, des taches rouille. . La texture est compacte, le grain est moyen.

On peut distinguer à l'oeil nu les principaux constituants minéralogiques : biotite, feldspath et quartz. La biotite, de teinte très sombre, a cristallisé en paillettes subhexagonales et clivables dont la plus grande dimension et de l'ordre de 3 mm.

Le quartz, en cristaux translucides, se distingue aisément des feldspaths, de couleur blanche ; qui, par leur importance, semblent être le principal constituant de la roche.

Etude micrographique

Nous étudierons les minéraux fondamentaux dans leur ordre de cristallisation.

La biotite se présente en lamelles de 0,1 mm à 2 mm de longueur; parfois, celle ci montre des flexures témoignant des contraintes subies par la roche postérieurement à sa consolidation.

Le pléiochroïsme est intense :

ng = brun rouge foncé

np = incolore

La biréfringence est ng - np = 0,045

Fréquemment, la biotite tend à se déferrifier. Il apparait alors une pennine (ng - np = 0,003). La biotite renferme en outre du zircon.

Les cristaux de feldspath calcosodique sont très souvent maclés suivant les lois de l'albite et de Carlsbad, très rarement suivant celles de la péricline.

L'angle 2 V de ce feldspath est de - 88°. Il s'agit donc d'un oligoclase An_{17}. Certains cristaux, de taille au dessus de la moyenne (c'est à dire supérieur à 1 mm) montrent une légère zonation. Le centre du cristal, légèrement plus basique, a un angle d'axes de 2 V = - 82° ; nous sommes donc en présence d'un oligoclase An_{26}.

L'altération des cristaux non zonés se traduit par l'apparition, dans la totalité du cristal de minéraux phylliteux tel que la séricite. Lorsque le cristal est zoné, il peut apparaitre, dans le centre de celui-ci, de l'épidote.

Les cristaux de feldspath alcalin mâclés selon les lois de Carlsbad sont abondants. La valeur de l'angle des axes optiques est comprise entre - 57° et - 66°. Il s'agit donc d'orthose. Celle ci est d'ailleurs légèrement perthitique. Il existe aussi très souvent une auréole de bordure lorsqu'il y a contact entre le feldspath alcalin et le plagioclase. Cette myrmékitisation se traduit, selon M. ROQUES (1955) par un départ d'aluminium et de potassium et un apport de sodium et de silicium.

Cette myrmékite est quantitativement peu importante.

Le quartz, qui a cristallisé le dernier, englobe les autres minéraux.

Dans ce granite, il existe en quantité peu importante :

- de l'apatite, en sections subhexagonales, en inclusions dans le plagioclase et la biotite.

- du zircon
- de la zoïsite, dans le plagioclase.

Le minerai est peu abondant ; il s'agit très probablement d'oligiste.

Etude quantitative

Plagioclase	45,7 %
Feldspath alcalin	23,6 %
Quartz	23,2 %
Biotite	3,9 %
Chlorite	2,8 %
Muscovite	0,4 %
Minéraux accessoires	0,4 %

Le calcul des indices définit par J. JUNG et R. BROUSSE (1952) a donné les résultats suivants :

Indice de saturation	25,0
Indice feldspathique	34,0
Indice de coloration	7,5

La roche est donc, selon la classification de ces auteurs; une granodiorite.

LE GRANITE A GRENAT

Etude macroscopique

La roche est de teinte gris bleu à verdâtre ; son grain est grossier. On distingue, dans cette roche, le feldspath blanchâtre, le quartz translucide et la biotite qui forme par endroit des amas d'un noir intense.

Etude micrographique

Il s'agit d'un granite à structure grenue qui a subi postérieurement à sa mise en place de très importantes contraintes dynamiques. Celles ci ont eu pour effet de modifier l'aspect des différents constituants minéralogique. C'est ainsi que le quartz et le feldspath montrent des extinctions onduleuses et que la biotite a été fréquemment courbée, voire même brisée.

Le plagioclase est un oligoclase An_{19} ($2V = -84°$).

Le grenat a cristallisé en écartant les autres minéraux. Ce phénomène est bien visible lorsque le grenat a cristallisé au sein d'un amas de biotite ; cette dernière s'est alors infléchie et a épousé la forme du minéral. Le grenat est, le plus souvent, poecilithique ; il renferme alors des minéraux tels que la biotite, la muscovite ou le quartz.

Parmi les minéraux accessoires de ce granite, nous citerons l'apatite, le sphène et le zircon.

LE GRANITE A TOURMALINE

Etude macroscopique

Il s'agit d'un granite leucocrate à grain fin . Sur le fond très clair de la roche se détachent des cristallites de couleur noire, groupés en amas.

Etude micrographique

La structure de la roche est grenue.

Le feldspath alcalin, en grandes plages xénomorphes, a un angle d'axes optiques compris entre - 68° et - 76°. Ce feldspath est donc un microcline intermédiaire.

Quant au plagioclase, l'angle 2V est voisin de - 82°. Il se situe donc à la limite oligoclase-andésine An_{28-32}.

Les cristaux de tourmaline ont un aspect déchiqueté . Il n'y a pas de formes cristallines automorphes. Le pléichroïsme est intense.

ng = bleu pale ; parfois incolore

np = bleu intense

Certains cristaux montrent une teinte brune. Le pleichroïsme est alors

ng = brun pale

np = brun rouille foncé

Très localement, la tourmaline prend une couleur verte. Sa biréfringence est ng - np = 0,026.

Il s'agit donc d'une tourmaline renfermant entre 55 % et 65 % de schorlite (A. et H. WINCHELL 1961).

Biotite, chlorite, apatite et zircon forment les minéraux accessoires de la roche.

Etude quantitative

Plagioclase	33,4 %
Quartz	28,8 %
Feldspath alcalin	22,0 %
Tourmaline	6,3 %
Muscovite	7,7 %
Biotite	0,5 %
Chlorite	0,8 %
Minéraux accessoires	0,5 %

D'après J. JUNG et R. BROUSSE (1952), cette roche se place à la limite entre les granites monzonitiques et les granodiorites.

FACIES DE BORDURE DU GRANITE

Les échantillons proviennent de la périphérie du massif de Bordes, au contact même du Dévonien. Le granite change d'aspect ; sa teinte générale devient plus sombre.

Etude macroscopique

La texture de la roche est compacte, sa teinte est sombre. En effet, les minéraux ferromagnésiens sont très abondants. La biotite montre des paillettes facilement clivables tandis que l'amphibole se pré-

sente en prismes cannelés.

Etude micrographique

Le plagioclase montre des cristaux allongés (0,5 à 2 mm), maclés polysynthétiquement suivant les lois de Carlsbad ou de l'albite. Cependant, les systèmes de mâcles sont très souvent masqués par une séricitisation abondante ; celle ci pouvant faire disparaitre complétement le plagioclase originel. L'angle des axes optiques est 2 Vx = 85°. Il s'agit d'une andésine An_{32}.

Outre la séricitisation, le plagioclase peut subir une épidotisation ; cependant, il convient de signaler que le phénomène a peu d'ampleur.

La taille des cristaux d'amphibole oscille entre 0,25 mm et 2 mm. Le minéral a une teinte générale verte en lumière non analysée et un pléiochroïsme très faible

ng = vert pâle

np = vert très pâle à incolore

Les cristallites d'amphibole ne montrent que très rarement des formes automorphes ; parfois, ils sont mâclés. Les caractéristiques optiques de cette amphibole sont :

$$ng/c = 17°$$

$$0,016 \quad ng - np \quad 0,021$$

$$76° < 2Vx < 82°$$

Il s'agit d'une hornblende (W.E. TRÖGER 1956).

Cette hornblende montre localement un début de chloritisation.

La biotite présente un pléiochroïsme intense. Très souvent, elle perd son fer et se transforme en une chlorite de biréfringence faible, une pennine (ng - np = 0,003).

Apatite, sphène et zircon se trouvent en quantité très réduite dans la roche.

Quant aux minerais, peu abondants, ils cristallisent en grains de taille très réduite (0,01 mm).

Etude quantitative

Plagioclase sericitisé	49,6 %
Amphibole	20,2 %
Quartz	17,0 %
Biotite	6,5 %
Chlorite	4,7 %
Minéraux accessoires	1,2 %
Minerais (oligiste, magnétite)	0,8 %

Calcul des indices J. JUNG et R. BROUSSE

Indice de saturation	25,5
Indice feldspathique	0
Indice de coloration	33,4

Selon ces auteurs, la roche est une diorite quartzique.

ETUDE D'UNE APLITE A TOURMALINE

Il s'agit d'un filon accompagnant le granite qui s'est mis en place au sein même de celui ci. La direction de ce filon correspond schématiquement, à la direction privilégiée de fracturation existant dans la dégion (c'est à dire E - W).

Nos échantillons ont été prélevés au S.S.W. du village de Bordes sur Lez, au point x = 493,48 y = 66,82.

Le nombre de filons aplitiques sillonnant le granite est relativement élevé ; il n'en est, pour s'en assurer, que de regarder les galets charriés par les torrents drainant la région.

Etude macroscopique

A l'oeil nu, la roche présente une teinte générale blanche ; la taille des cristaux semble homogène et relativement réduite (1m à 1,5 mm).

Sur ce fond très pâle constituant la majeure partie de la roche, nous pouvons distinguer des taches sombres, arrondies, d'un diamètre de l'ordre du centimètre. Celles ci sont constituées par la juxtaposition de petits cristaux noirs, brillants, entre lesquels cependant, il existe des cristaux de teinte claire .

Etude micrographique

Les cristaux de feldspath alcalin ont une dimension maximum qui n'excède pas 1 mm. Certains d'entre eux, de forme rectangulaire, sont maclés suivant les lois de Carlsbad .

La valeur de l'angle des axes optiques est comprise entre - 44° et - 56°. Il s'agit donc d'une orthose.

Cette orthose est le siège d'un début d'altération. En effet, des produits micacés sont disséminés dans la totalité du minéral et des filonnets étroits (0,05 mm) remplis de séricite, le recoupent. L'orthose peut être légèrement perthitique.

Quant au feldspath calcosodique, sa damouritisation est si intense qu'il n'a pu être déterminé.

La tourmaline a cristallisé sans montrer de formes cristallines propres. Elle englobe différents constituants de la roche, notamment des feldspaths.

Son pléiochroïsme est intense.

ng = vert pâle, bleu

np = vert olive intense

Il s'agit donc, selon toute vraisemblance, d'une schorlite. La biréfringence de celle ci est : ng - np = 0,029

Afin de déterminer avec plus de précision cette tourmaline, nous l'avons isolée des autres constituants minéralogiques pour effectuer une mesure de densité. Celle ci a donné comme résultat : 3,15.

C'est donc une tourmaline renfermant entre 55 % et 65 % de schorlite.

L'altération de cette tourmaline en muscovite est fréquente.

Le quartz est le dernier minéral ayant cristallisé, c'est pourquoi il parait souder les autres minéraux entre eux. Ses différents cristaux sont imbriqués les uns dans les autres. Il en existe deux tailles ; la plus petite est de l'ordre de 0,01 mm. Ces petits cristallites

engrénés les uns dans les autres montrent une extinction roulante. De plus des grains de quartz minuscules forment des filonnets dans la roche.

Etude quantitative

Plagioclase sériciti sé	20,9 %
Quartz	43,2 %
Tourmaline	18,3 %
Feldspath alcalin	14,8 %
Muscovite	2,0 %
Chlorite	0,8 %

LES MINERALISATIONS DU GRANITE

Dans le massif granitique de Bordes sur Lez existent quelques minéralisations. Celles-ci sont intimement liées aux zones de moindre résistance dans le granite ; très fréquemment à des failles veritables.

Au lieu dit Maison Bouche (x = 493,65 y = 66,65), au S.E. de Bordes, existe dans le granite, une zone minéralisée.

Il s'agit de minerai de fer. Celui ci se trouve dans la roche encaissante sous la forme de filonnets de quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur, parallèles les uns aux autres. L'épaisseur de la zone minéralisée peut atteindre deux mètres.

Au microscope métallographique, nous avons constaté qu'il s'agissait d'oligiste en petits cristaux allongés, tabulaires, polarisants dans les teintes bronze. Cet oligiste est inclus dans une gangue riche en quartz.

Au Sud du village d'Ayet, sur le versant nord du massif de Bordes sur Lez (x = 495,62 y = 65,20), existe une faille dont le tracé est parallèle à celui de la faille Nord Pyrénéenne. Ce tracé est jalonné par une brèche, parfois minéralisée ultérieurement par l'oligiste.

La faille a rejoué à plusieurs époques. Une fois la minéralisation mise en place, les deux lèvres ont été affectées d'un mouvement relatif qui a laminé et la brèche de faille préexistante, et le remplissage métallifère. L'importance de telles minéralisations est très réduite ce qui exclut toute possibilité d'exploitation.

Il existe aussi dans ce même massif granitique, des filons de quartz. Ceux ci ne présentent, tout au moins au point de vue minier, aucun intérêt. Ils sont totalement stériles.

LE MASSIF GRANITIQUE DU RIBEROT

Situation géographique

Le massif granitique du Riberot se situe dans la partie Sud de la zone étudiée. Il est recoupé par les vallées du Riberot et du Muscadet.

La terminaison méridionale du massif se fait sur le flanc Nord du Mont Vallier.

Situation géologique

Le massif affleure dans la zone axiale, à quelques cinq kilomètres de la faille Nord Pyrénéenne. Il est intrusif dans une puissante série calcschisteuse inclinée en moyenne de 60° vers le Sud. Les calcschistes sont à rapporter au Dévonien moyen.

Au point de vue morphologique, il convient de signaler que dans ce granite existent de très nombreuses veinules, riches en quartz qui, tantôt sont rigoureusement parallèles, tantôt se croisent suivant des angles dont la valeur est remarquablement constante. Ces veines, mises en relief par l'érosion, donnent au granite une allure cariée.

Dans les lignes qui vont suivre, nous décrirons le granite commun puis les enclaves qu'il renferme.

ETUDE DU GRANITE COMMUN

Etude macroscopique

La teinte générale de la roche est claire.; celle ci est due au quartz et au feldspath. Cependant, et très localement, la roche peut devenir plus foncée. Ce changement de teinte provient de concentrations anormales en minéraux ferromagnésiens. La biotite se présente en cristaux subhexagonaux, de teinte très foncée, facilement clivables. Quant à l'amphibole, elle a cristallisé sous la forme de prismes allongés finement cannelés.

Etude micrographique

Le plagioclase est généralement de forme subautomorphe, il montre une zonation irrégulière, les zones concentriques alternativement riches en anorthite et pauvres en anorthite se succédant. Les mâcles polysynthétiques sont très nombreuses, notamment la mâcle de l'albite qui est d'ailleurs souvent combinée à celle de Carlsbad. La mâcle de la péricline est rare.

L'angle des axes optiques est compris entre + 81° et + 88°. Le plagioclase est donc une andésine An_{36-43}.

Très fréquemment, le centre des plagioclases est damouritisé. Il existe parfois, lorsque l'altération est intense, un début d'épidotisation (zoïsite).

Le feldspath potassique montre le moirage caractéristique du microcline. Ce dernier peut être très fortement perthitique. L'angle 2 Vx

des axes optiques est compris entre 76° et 81°. Il s'agit donc d'un microcline typique.

Dans certains échantillons, la biotite est extrêmement abondante. Elle a cristallisé en larges paillettes (1 à 3 mm) qui montrent un pléiochroïsme intense.

ng = brun rouge foncé

np = jaunâtre à incolore

La biréfringence de ce mica est élevée.

$$0{,}052 < ng - np < 0{,}056$$

L'angle des axes optiques a une valeur comprise entre - 12° et - 14°. Ces différentes caractéristiques font de ce mica un lépidomélane (W.E. TRÖGER 1956).

Ce mica peut être altéré en une pennine de faible biréfringence (ng - np = 0,003). L'altération du lépidomélane en chlorite se fait presque toujours suivant des bandes allongées dans le sens de la plus grande dimension du minéral.

La biotite renferme des cristaux de zircon entourés d'une auréole pléiochroïque due à la radioactivité de leurs inclusions.

L'amphibole, de couleur vert pâle en lumière non analysée, montre un pléiochroïsme très faible, voir même nul. Les caractéristiques optiques de cette amphibole sont les suivantes :

ng/c = 16°

ng - np = 0,017

2Vx = 78°

Il s'agit donc d'une hornblende (W.E. TRÖGER 1952).

Cette amphibole est fréquemment mâclée et altérée. L'altération de ce minéral se traduit par l'apparition d'une chlorite à biréfringence faible (une pennine).

Le quartz, xénomorphe, a cristallisé le dernier. Il montre une extinction onduleuse, témoignant ainsi des contraintes subies par la roche postérieurement à sa consolidation.

Parmi les minéraux accessoires, nous signalerons l'apatite, le sphène et le leucoxène.

Etude quantitative

Plagioclase sériciteisé	41,5 %
Quartz	34,3 %
Feldspath alcalin	16,3 %
Biotite	4,8 %
Muscovite	1,9 %
Minéraux accessoires et minerai	1,1 %

Les indices de J. JUNG et R. BROUSSE sont les suivants

Indice de saturation	37,2
Indice de coloration	7,9
Indice feldspathique	28,3

La roche est une granodiorite d'après la classification de ces auteurs.

ETUDE DES ENCLAVES

Le granite du Riberot renferme de nombreuses enclaves. Celles ci se distinguent du granite, sur le terrain, par leur teinte très foncée. Elles sont généralement de forme ovoïde , d'une dizaine de centimètres de diamètre. Leur teinte très foncée est due à leur teneur élevée en minéraux ferromagnésiens.

Leur résistance à l'érosion est inférieure à celle du granite qui les renferme; c'est la raison pour laquelle elles se présentent très souvent en creux par rapport à la roche encaissante.

Etude macroscopique

La texture de la roche est compacte, le grain est fin et les différents constituants ont sensiblement des dimensions identiques. La teinte générale est sombre. Il est possible de distinguer à l'oeil nu les minéraux ferromagnésiens des plagioclases de teinte blanchâtre.

La biotite se présente en paillettes,de taille très réduite , brillantes, tandis que l'amphibole est en cristallites bien individualisés.

Dans l'enclave, il est possible d'observer des fragments de granite de composition normale.

Etude micrographique

La taille des cristaux est comprise entre 0,1 et 1 mm. Le plagioclase se présente le plus souvent sous des formes rectangulaires. Il est mâclé polysynthétiquement suivant les lois de l'albite, très souvent

combinées à celle de Carlsbad. L'extinction du plagioclase n'est pas uniforme, ce qui témoigne d'une concentration en anorthite variable. L'angle des axes optiques est compris entre 2 Vx = 88° et 2Vz = 82°.

Il s'agit donc d'une andésine dont la teneur en anorthite oscille entre An_{35} et An_{42}.

Les grands cristaux de plagioclase montrent des phénomènes d'altération importants. Leur partie centrale est fréquemment occupée par un amas de minéraux phylliteux ; plus rarement, on assiste à une épidotisation du centre du cristal.

La taille des cristaux d'amphibole oscille entre 0,15 et 0,50 mm. Il s'agit d'un minéral de teinte vert pâle montrant, en lumière non analysée, un léger pléiochroïsme.

ng = vert pâle

np = incolore

Quant aux caractéristiques optiques de ce minéral, elles sont les suivantes :

ng/c = 19°

ng - np = 0,017

2 Vx = 80°

Cette amphibole est une hornblende (W.E. TRÖGER 1956).

La chloritisation est le mode d'altération le plus fréquent de cette hornblende.

Les cristaux de biotite, dont la dimension oscille entre 0,06 mm et 1 mm, montrent un pléiochroïsme très intense ; brun rouge suivant ng et jaune très pâle suivant np.

La biréfringence de cette biotite est comprise entre 0,049 et 0,058. L'angle des axes optiques a pour valeur 2 Vx = 10°. Il s'agit donc d'un lépidomélane (W.E. TRÖGER 1956).

L'altération de ce Lépidomélane en une chlorite de biréfringence très faible (ng - np = 0,002) est fréquente.

Les minéraux accessoires de cette roche sont : le rutile, en longs prismes et l'apatite en cristaux subhexagonaux.

Quant au minerai, la taille de ses grains ne dépasse pas 0,1 mm.

Etude quantitative

Effectuée au compteur à points, elle a donné les résultats suivants.

Plagioclase	34,4 %
Biotite	21,2 %
Quartz	14,9 %
Amphibole	14,8 %
Séricite	6,0 %
Chlorite	4,1 %
Epidote	3,7 %
Minerais	0,9 %

Les indices de J. JUNG et R. BROUSSE Les suivants

Indice de saturation	30,2
Indice de coloration	50,7
Indice feldspathique	0

La roche est une microdiorite quartzique.

Conclusions

Ces enclaves possèdent donc une concentration anormale en minéraux ferromagnésiens, c'est à dire en minéraux ayant cristallisé en

premier. A. LACROIX (1933) écrit que " parfois apparaissent, sous forme de taches à contours diffus ou nets, des associations minéralogiques correspondant à des types pouvant appartenir à une famille différente de celle de la roche englobante. Ce sont généralement des différenciations plus riches en minéraux colorés, produites in situ".

Ces enclaves du granite du Riberot sont des enclaves dites homéogènes qui témoignent d'un état antérieur du milieu ambiant différent de celui qui régnait lors de la cristallisation de la roche renfermant l'enclave.

Pour J. DIDIER (1964), il existe deux modes de formation des enclaves.

- Elles peuvent être les témoins de roches préexistantes englobées dans une phase de granitisation ; cette dernière pouvant avoir pour origine une métasomatose ou être le résultat de la cristallisation d'un magma.

- Elles peuvent aussi constituer les témoins d'un stade de granitisation disparu par la suite ; leur évolution est alors distincte de celle de la masse granitique.

Nous pensons que les enclaves de notre granite sont à rattacher au premier type.

LE GRANITE DE BETHMALE

Situation géographique

Le massif granitique de Bethmale se situe à la limite orientale de la zone cartographiée. Il s'étend d'Est en Ouest du Lac de Bethmale au Port de la Corre et sa superficie est de l'ordre de trois kilomètres carrés.

Situation géologique

Le massif granitique se situe dans la zone axiale, au contact de la zone Nord Pyrénéenne. A l'Ouest, le granite est intrusif dans des sédiments du Dévonien inférieur tandis qu'au Sud il est en contact avec le Dévonien moyen.

Ce granité renferme quelques filons de quartz, certains d'entre eux pouvant montrer des minéralisations ; peu importantes il est vrai.

Ce granite est recouvert, dans la haute vallée du Balamet, sous le Port de la Corre, par d'importants dépôts d'origine glaciaire.

Ce granite a joué postérieurement à sa consolidation. Ce rejeu tardif est marqué par de nombreuses surfaces de friction, au sein même de la roche granitique. Les miroirs de faille sont recouverts d'une pellicule de chlorite, de teinte verte.

Etude macroscopique

Il s'agit d'une roche compacte, à grain grossier . A l'oeil nu , les cristaux de biotite sont très nettement visibles. Ils se dé-

tachent sur un fond blanchâtre parfois verdâtre. Celui ci est dû à la présence, d'une part de quartz, d'autre part de plagioclases très damouritisés, ces derniers prenant alors une teinte verdâtre.

Etude microscopique

Le plagioclase se présente sous la forme de cristaux subrectangulaires dont la dimension oscille entre 0,4 mm et 1,5 mm. Ils sont maclés polysynthétiquement suivant les lois de l'albite et de Carlsbad.

La valeur de l'angle 2 Vz des axes optiques est comprise entre 82° et 86°. Le plagioclase se situe donc à la limite albite - oligoclase. Sa teneur en anorthite est comprise entre 8 % et 12 %. L'altération de ce plagioclase est importante et uniforme (pas de zonation) dans tout le minéral. Il s'agit d'une damouritisation.

Il convient de signaler que celle ci se fait de préférence le long de directions privilégiées tels que plans de mâcles et microfissures.

Dans les cristaux de feldspaths alcalins, la mâcle de Carlsbad est très fréquente. L'angle des axes optiques est de :

$$48° < 2\,Vx < 64°$$

Il s'agit donc d'orthose.

Cependant dans certains échantillons, la valeur de l'angle 2 Vx peut atteindre 72°.

Le feldspath alcalin, xénomorphe, englobe d'autres minéraux tels que la biotite et le plagioclase.

La biotite a presque totalement disparu de la roche. Le fer s'est concentré dans les clivages du mica, la teinte générale du minéral, en lumière non analysée, devient verte. La biotite se chloritise. La biréfringence de la chlorite nouvellement formée est faible (ng - np = 0,004). Dans cette chlorite subsistent quelques très rares cristaux de zircon. Le quartz, xénomorphe, montre des cristaux imbriqués les uns dans les autres.

Outre le zircon , le sphène, le leucoxène et l'apatite forment les minéraux accessoires de la roche.

Le minerai est peu abondant, en grains de 0,03 mm de diamètre.

Etude quantitative

Plagioclase séricitisé	43,1 %
Quartz	22,7 %
Feldspath alcalin	20,5 %
Biotite et chlorite	12,9 %
Minéraux accessoires	0,8 %

Les indices de J. JUNG et R. BROUSSE sont :

Indice de saturation	26,4
Indice de coloration	13,7
Indice feldspathique	32,2

Il s'agit d'une granodiorite.

Les filons de quartz du massif granitique de Bethmale.

Sur le flanc Nord Ouest des Rochers de Balam, dominant le lac de Bethmale, affleurent aux points de coordonnées x = 498,05 y = 62,75 et x = 498,05 y = 62,70 deux filons de quartz.

Ceux ci sont faiblement minéralisés. En effet, nous n'y avons trouvé que quelques minerais de cuivre et de fer.

La malachite y est présente, en beaux cristaux, de quelques millimètres de longueur, de teinte vert pâle.

La chalcopyrite y est peu abondante ainsi que la covellite. Quant à la pyrite, elle montre parfois des formes cristallines régulières.

Ces minéralisations, parce que peu abondantes et incluses dans une importante gangue de quartz, sont inexploitables.

LE GRANITE DE BALAM

-:-:-:-:-:-:-:-:-:-

Situation géographique et géologique

Au pied des Rochers de Balam (2.181 m) qui surplombent le lac de Bethmale existe un affleurement de granite (x = 498,08 y = 62,02). Celui ci à la forme d'une amande dont la plus grande dimension est de l'ordre de 300 m.

Ce granite, situé au Sud du Massif de Bethmale, à quelques deux kilomètres de la faille Nord Pyrénéenne, est intrusif au milieu de sédiments qui sont a rapporter au système dévonien.

Etude macroscopique

C'est un granite de teinte claire. Sur le fond cleir de la roche, la biotite se détache en cristaux sombres, au miroitement caractéristique.

Cependant, localement, la teinte peut devenir sombre ; celà est du à une concentration anormale en chlorite.

Etude micrographique

Le feldspath alcalin, en plages d'une dimension moyenne de 2 mm, a cristallisé poecilithiquement en englobant bons nombres de cristaux de plagioclase. Le feldspath alcalin est une orthose (2 Vx = 61°).

Le feldspath calcosodique, en cristaux de 1,2 mm à 2 mm, est fréquemment mâclé suivant les lois de l'albite associées à celle de Carlsbad. Les phénomènes d'altération sont très importants et la plus grande partie des cristaux de plagioclase est pseudomorphosée en séricite.

L'angle des axes optiques est 2 Vx = 84°. Il s'agit d'oligoclase An_{22}.

La biotite, en cristaux dont la plus grande dimension peut atteindre 3 mm, montre un pléiochroïsme allant du jaune intense au jaune très clair. Cette biotite a subi une déferrification importante se traduisant par une concentration de produits ferrugineux dans les clivages du minéral. Celui ci, ainsi déferrifié, est transformé en une chlorite de biréfringence faible (ng - np = 0,003) qui polarise dans les teintes bleu sombre. C'est, selon toute vraisemblance, une pennine.

La biotite renferme des cristallites de zircon, bien identifiables à leur auréole pléiochroïque sombre.

L'apatite, peu abondante, existe en sections hexagonales ou en baguettes allongées.

Dernier minéral ayant cristallisé, le quartz. Xénomorphe, il montre des cristaux imbriqués les uns dans les autres. L'extinction de ce quartz est roulante, témoignant ainsi des contraintes mécaniques subies par la roche.

Etude quantitative

A l'aide du compteur à points, nous avons obtenu les résultats suivants :

Quartz	28,4 %
Orthose	13,4 %
Plagioclase	16,5 %
Séricite	22,1 %
Biotite	13,1 %
Chlorite	5,6 %
Myrmékite	0,5 %
Zircon, apatite	0,4 %

Les indices de J. JUNG et R. BROUSSE sont les suivants :

Indice de saturation	35,32
Indice de coloration	19,6
Indice feldspathique	44,8

La roche est un granite monzonitique.

LE GRANITE DE L'ETANG D'AYES

Situation géographique et géologique

Au S.W. de l'Etang d'Ayes, sur le versant Nord du Pic de Crabère (2.895 m) affleure le granite. Cet affleurement à une allure ellipsoïdale sur la carte ; dont la plus grande dimension est de 350 m.

Au point de vue géologique, il se situe dans la zone axiale, entre les massifs granitiques de Bordes sur Lez et du Riberot. Il est intrusif dans des sédiments d'âge dévonien.

Etude macroscopique

Il s'agit d'une roche de teinte claire, d'un blanc parfois verdâtre. Sur ce fond clair se détachent de nombreux cristaux plus sombres de biotite et de chlorite.

Etude micrographique

La structure de la roche est grenue, les grains étant de taille approximativement identique (0,8 à 1 mm). Cependant, certains de ces minéraux ont subi des phénomènes de cataclase qui les ont fragmentés.

Les feldspaths sont quantitativement importants ; mais leur mauvais état de conservation gêne considérablement les mesures.

Le plagioclase, en grands cristaux, a subi d'importants phénomènes d'altération. Il est totalement pseudomorphosé en une association

phylliteuse dont le terme le plus représentatif est la séricite.

Les plagioclases sont très fréquemment mâclés polysynthétiquement, ces mâcles multiples pouvant ou non être combinées à celles de Carlsbad. L'angle des axes optiques est de l'ordre de 2 Vx = 84°. C'est une andésine An_{33}.

Quant aux feldspaths alcalins, l'angle de ses axes optiques compris entre - 72° et - 82° en fait un microcline.

La biotite a complétement disparue de la roche, elle est remplacée par une chlorite dont la biréfringence est : ng - np = 0,003. C'est une pennine.

Cette chlorite renferme de nombreux produits ferrugineux, opaques en lumière non analysée, provenant de l'évolution du fer de la biotite lors de l'altération de ce minéral.

Le quartz, en cristaux imbriqués les uns dans les autres, montre une extinction onduleuse. Quant aux minéraux accessoires de la roche, il s'agit du zircon, de l'apatite et du leucoxène.

Etude quantitative

Plagioclase	10,3 %
Séricite	30,9 %
Quartz	32,1 %
Orthose	12,7 %
Chlorite	11,6
Minéraux accessoires	2,4 %

Les indices de J. JUNG et R. BROUSSE sont les suivants :

Indice de saturation	37,3
Indice de coloration	13,9
Indice feldspathique	23,5

La roche est, dans la classification de ces auteurs, une granodiorite.

Tableau récapitulatif de la composition minéralogique des granites étudiés

	Bordes sur Lez	Riberot	Bethmale	Balam	Ayes
Plagioclases	45,7	41,7	43,1	16,5	10,3
Séricite				22,1	30,9
Feldspaths alcalin	23,6	16,3	20,5	13,4	12,7
Quartz	23,2	34,3	22,7	28,4	32,1
Biotite	3,9	4,8	12,9	13,1	
Chlorite	2,8			5,6	11,6
Muscovite	0,4	1,9			
Minéraux accessoires	0,4	1,1	0,8	0,9	2,4

ORIGINE DES GRANITES

Nous avons effectué, pour chaque massif granitique, le comptage des différents types de mâcle des plagioclases, suivant la méthode proposée par M. GORAÏ(1951).

Ces macles sont :

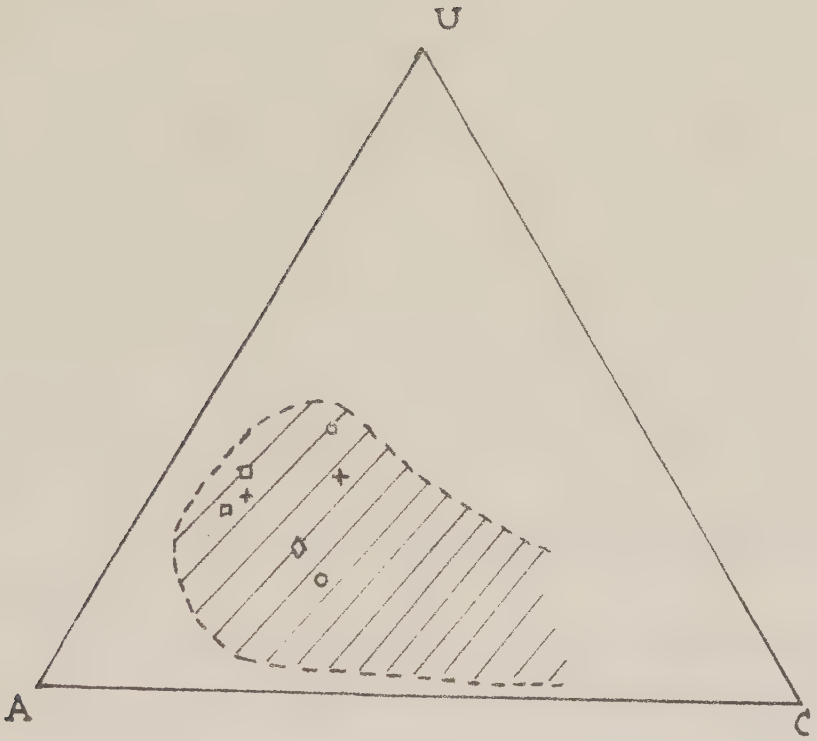
- les mâcles de l'albite et de la péricline, de type A, communes a tous les types de roches.
- les mâcles complexes (type C) fréquentes dans les roches volcaniques.
- les plagioclases non mâclés (type U) très communs dans les roches métamorphiques.

Les rapports ont été ramenés à 100 et les points obtenus situés sur un diagramme triangulaire. Le granite de l'Etang d'Ayes ne figure pas sur ce diagramme. Son état d'altération est tel qu'aucune détermination sérieuse ne peut être envisagée.

Dans les diagrammes publiés, d'une par par M. GORAÏ(1951), d'autre part par J. COGNE et F. FELTER (1964), les granites étudiés se situent dans la zone des granites intrusifs à caractères magmatiques.

DIAGRAMME
de
M.GORAÏ

Pl.II



+ Granite de Bordes sur Lez

o Granite du Riberot

□ Granite de Bethmale

◊ Granite de Balam

Aire de répartition des plagioclases ayant une origine magmatique.

LE METAMORPHISME DE CONTACT DES TERRAINS PRIMAIRES

Les granites que nous achevons de décrire sont intrusifs dans les sédiments antéhercyniens qui les précèdent. Ils ont alors induit un métamorphisme de contact qui a eu pour effet de modifier la composition minéralogique de la roche originelle et de permettre la création de minéraux nouveaux.

Les terrains ainsi métamorphisés sont d'âge gothlandien et dévonien.

Dans les paragraphes qui suivent, nous examinerons quelles sont les modifications subies par les schistes silurien et les calcschistes dévonien. Nous décrirons les minéraux nouvellement formés.

LE SILURIEN METAMORPHIQUE

Introduction

Les affleurements de Silurien sont situés principalement au S.W. de Bordes sur Lez. A cet endroit, ceux ci sont au contact du massif granitique du même nom. Les schistes carburés du Gothlandien ont subi un métamorphisme de contact ; il est alors apparu dans ces roches des minéraux nouveaux que nous nous proposons de décrire ici.

Nos échantillons proviennent en majeur partie des environs des Granges de la Ruère (x = 492,93 y = 65,52). En effet, à cet endroit, les schistes carburés sont au contact du granite et ont subi de profondes modifications. Nous ne décrirons que les plus important :

La cornéenne

Macroscopiquement, il s'agit d'une roche compacte, très dure, à cassure anguleuse, voire même esquilleuse, ayant à affleurement une patine rouille. La teinte de la roche est très sombre, presque noire. Cette cornéenne existe jusqu'à une distance de 4 à 5 m du granite. Les seuls minéraux aisément discernables à l'oeil nu sont les micas.

Au microscope, la roche montre des cristaux de plagioclase de taille très réduite (0,05 mm). Leur forme est trapue, quadratique. La mâcle de Carlsbad est très fréquente, parfois combinée à celle de l'albite. Bon nombre de cristaux sont exempts d'altération. L'angle d'extinction maximum de ces plagioclases est assez élevé, de l'ordre de 38°.

Quant à l'angle des axes optiques, il est voisin de + 80°. Il s'agit d'un labrador dont la basicité maximale se situe aux environs de An_{68}. Alors que dans certaines parties de la roche le plagioclase se montre seul, dans d'autres parties il est remplacé par une association intime de séricite et de zoïsite. L'association labrador-zoïsite s'explique de la façon suivante.

Les plagioclases calciques ne sont pas très stables à basse température. Une fraction du labrador a réagit sur les solutions aqueuses contenues dans la roche et il s'est formé de la zoïsite. Celle ci montre une biréfringence faible (ng - np = 0,005). Son développement, peut être considérable.

La taille maximum des cristaux de biotite dépasse fréquemment le millimètre ; la dimension moyenne est cependant de l'ordre de 0,3 mm. En lumière non analysée, le pléiochroïsme de ce minéral se révèle être particulièrement intense.

ng = brun foncé, rouge intense

np = brun jaune très clair à incolore

Mesuré à la platine de Fedoroff, l'angle des axes optiques est faible (2 Vx compris entre 3° et 7°). La biréfringence est ng - np = 0,037. Il s'agit d'un méroxène (W.E. TROGER 1956).

La chloritisation de la biotite est peu importante. Lorsqu'elle existe on assiste à une concentration des produits ferrugineux dans les clivages du minéral micacé. Il y a alors passage d'une biotite à une chlorite de biréfringence incomparablement plus faible.

La disposition des cristaux de biotite au sein de la roche n'est pas quelconque ; ceux ci montrent en effet une orientation préférentielle. Cela semble signifier qu'il existait, dans la roche, un état de tension qui n'a permis la cristallisation du minéral que dans les plans normaux à la contrainte principale.

Il existe aussi dans cette roche, mais en petite quantité, une amphibole de teinte vert pâle, dispersée en paquets dans la roche. La petitesse des cristaux est un obstacle à une détermination précise du minéral. Le minerai, en grains de 0,03 mm, est abondant. Quelques microfilons recoupent la roche. Ceux ci sont soulignés, en lumière non analysée, par une concentration anormale en produits ferrugineux de teinte rouge sombre.

Les schistes carburés du Gothlandien ont permis l'apparition d'autres minéraux de métamorphisme.

Lorsque, partant des Granges de l'Etruc, l'on se dirige vers la Fontaine de Camaillou en passant par la Nouque de l'Oubac (source), on suit dans la forêt, un petit sentier montant en zigzag. Dans un virage de ce sentier , au point de coordonnées x = 492,70 y = 64,90 et un peu plus loin au point x = 492,78 y = 64,80 on peut découvrir un affleurement de schistes gothlandien montrant une particularité interessante : celle de renfermer de l'andalousite.

Il s'agit d'une roche schisteuse, noirâtre, facilement délitable. Lorsque cette roche est brisée de fraiche date, il est permis d'observer, au sein même de la roche, de très nombreux petits cristaux asciculaires de teinte blanchâtre.

Au microscope, sur le fond extrêmement sombre du schiste, se détachent des formes subquadrangulaires. Certains cristaux atteignent les dimensions de l'ordre du centimètre.

L'altération de l'andalousite est poussée à l'extrême, il ne reste que çà et là quel ues reliquats témoignant de la présence d'un minéral antérieur. L'andalousite est presque totalement pseudomorphosée

en minéraux phylliteux et micacés tel que la séricite. Seul les contours du minéral sont respectés.

La " matrice " de la roche est formée, d'une part, de minéraux micacés de dimensions extrêmement réduites. Il s'agit de séricite ; la taille moyenne des cristaux est de l'ordre de 0,01 mm. D'autre part, l'intervalle entre les cristaux est occupé par des produits opaques, très riches en carbone. Ils forment une trame emprisonnant les autres minéraux.

Ces schistes témoignent indubitablement d'un métamorphisme de contact. Or , à cet endroit, n'existe aucun affleurement de granite. En outre, en profondeur, à la verticale de cet affleurement de schistes à andalousite, n'existe aucun granite. Ceci a été démontré par le percement de la conduite souterraine E.D.F. qui joint la vallée du Riberot à celle de l'Etruc, afin d'alimenter en eau la centrale hydroélectrique de Bordes sur Lez.

Les seules roches éruptives existant dans la région sont le granite et l'ophite. Il faudrait donc admettre pour expliquer le métamorphisme de contact, que l'une d'entre elles ; le granite selon toute vraisemblance; l'andalousiite n'ayant jamais été décrite près d'ophite dont les auréoles sont toujours très réduites. Le granite aurait émis un dyke qui serait venu métamorphiser très localement les schistes, sans toutefois affleurer.

LE DEVONIEN METAMORPHIQUE

Lors de la mise en place des granites les terrains dévoniens ont subi des phénomènes de métamorphisme importants. Il s'agit d'un métamorphisme de contact.

Lors de l'intrusion granitique dans la série sédimentaire, des fragments de cette série ont été entrainés vers le haut par le magma, formant ainsi localement une couverture d'origine sédimentaire au massif granitique. Ces terrains reposent en discordance sur celui ci. Ils ont subi d'importantes transformations dûes aux relations étroites qui ont existé entre eux et la roche éruptive.

Dans la région située à l'E.S.E. d'Uchentein, nous avons noté une continuité entre les terrains gothlandien (schistes carburés) et les cornéennes reposant sur le granite . La nature pétrographique des cornéennes incline à penser qu'il s'agit à l'origine, d'une roche très différente de celles constituants le Silurien. Nous sommes donc en droit de penser qu'il s'agit du Dévonien et, plus précisément, de la base de ce système. Celle ci est essentiellement calcschisteuse. Les roches et les minéraux nouvellement crées par le métamorphisme vont donc montrer une homogénéité certaine. Il s'agit principalement de cornéennes à grenat et épidote. D'autres minéraux existent, mais leur importance est limitée ; se sont, par exemple, la biotite et l'amphibole. Le grain des roches renfermant ces deux derniers minéraux est beaucoup plus important que celui des cornéennes à grenat et épidote. Ces roches sont relativement localisées dans l'espace. On les trouve en discordance sur le granite de Bordes.

Les échantillons étudiés proviennent principalement de deux affleurements. Le premier d'entre eux est situé au S.S.E. du village de Bordes sur Lez, peu avant Tournac, dans la zone axiale. Le Dévonien vient au contact, au N.E. de la zone Nord Pyrénéenne. Quant au second affleurement, il se situe au S.S.W. de Bordes. De forme rectangulaire, sa superficie est de l'ordre du kilomètre carré.

Sur le terrain, la cornéenne se présente en masses compactes, très dures. Sa couleur est vive, généralement verte et rouge, parfois veinée de blanc.

Plus la position de la roche est proche du granite, moins la stratification originelle est visible. En effet, à mesure que le substratum cristallin se rapproche, on assiste à des déformations des lits calcschisteux qui ondulent et se plissent. Les lits les plus durs (riches en matériel quartzeux) se fragmentent, leur parallèlisme tend à disparaître ; ils se trouvent dans une position plus ou moins quelconque au sein d'une " matrice " formée par la partie la plus tendre de la roche.

A mesure que le granite se fait plus proche, la distinction entre éléments durs et tendres devient plus difficile ; ils se fondent en une masse compacte, d'aspect marbré (verte et rougeâtre), leurs contours devient flou puis disparait totalement. La roche offre alors une résistance uniforme à l'érosion.

Nous décrirons des cornéennes provenant des contacts des massifs granitiques de Bordes sur Lez, des contacts du massif du Lac de Bethmale ainsi que des calcaires métamorphisés par le granite du Riberot.

Etude de quelques cornéennes provenant des contacts du massif granitique de Bordes

Cornéennes à épidote

Il s'agit d'une roche très compacte, à cassure esquilleuse, d'aspect quelque peu saccharoïde ; finement cristallisée. Sa teinte générale est verte, parfois veinée de rouge violacé. Très peu de cristaux sont visibles à l'oeil nu.

Au microscope, la roche se révèle être constituée de calcite et d'épidote.

L'épidote se présente en grains ou en prismes allongés (0,1 mm). Les cristaux rectangulaires montrent une extinction droite. En lumière non analysée, la teinte générale du minéral est verte. Ses caractéristiques optiques sont les suivants.

$$0{,}025 < ng - np < 0{,}036$$

$$-78° < 2V < -84°$$

Il s'agit, selon W. E. TRÖGER (1956), d'une épidote renfermant de 18 % à 30 % de pistacite.

Quant au reste de la roche, il est constitué de cristaux de calcite imbriqués les uns dans les autres.

Il existe du minerai de fer, en petite quantité, dans la roche.

Cornéennes à épidote, grenat et amphibole.

La roche est très compacte, sa cassure est esquilleuse. Sa teinte générale est vert pistache. Parfois, cette roche est recoupée de petits

filonnets blancs de calcite.

Au microscope, la roche montre un grain très fin. En effet, la taille moyenne des cristaux oscile entre 0,04 mm et 0,1 mm. Néanmoins, les cristaux d'amphibole ont une taille très nettement supérieure (0,8 mm). La forme de ceux ci est subrectangulaire. En lumière non analysée, le pléiochroïsme se révèle être faible.

n g = vert pâle

np = vert très pâle à incolore

La biréfringence de cette amphibole est de ng - np = 0,024 tandis que l'angle de ses axes optiques est compris entre - 74° et - 81°. Il s'agit donc d'une hornblende (W.E. TROGER 1956).

L'altération de cette hornblende est constituée par de la calcite et des produits micacés.

L'épidote a cristallisé en grains arrondis d'une dimension voisine de 0,06 mm. En lumière non analysée, sa teinte générale est verte. Les caractéristiques optiques de cette épidote sont les suivantes :

ng - np = 0,043

2 V = - 73°

C'est donc une épidote renfermant entre 30 et 35 % de pistacite (A. et H. WINCHELL 1961).

Dans les endroits où la roche est très riche en épidote, on peut constater fréquemment que cette dernière est associée intimement au grenat. Celui ci se présente en très petits cristaux de 0,05 mm à 0,1 mm de diamètre qui ne montrent aucune forme cristalline propre.

La calcite est quantitativement importante dans la roche. Parfois elle se présente en grandes plages de quelques millimètres de diamètre. Elle forme au sein de la roche de nombreux filonnets. C'est dans ces filonnets que l'amphibole a primitivement cristallisé.

Le quartz a cristallisé le dernier. Il est très fréquemment poecilithique ; il renferme les autres constituants (amphibole, grenat, épidote). Les contours de ses cristaux sont très arrondis ; ils forment des diverticules et des bourgeons au sein de la roche.

Le sphène existe, mais en très petite quantité.

Cornéennes à cordiérite, biotite et spinelle.

C'est une roche sombre, très compacte. A l'affleurement, elle montre une patine roussâtre. Les seuls minéraux discernables à l'oeil nu sont les micas dont les cristaux brillent.

Si l'on fait exception des micas, la taille des différents constituants de la roche est voisine 0,1 mm.

Les cristaux de plagioclase sont de dimensions réduites. Leur forme est subrectangulaire et ils sont mâclés albite - Carlsbad. La quasi totalité de ces cristaux est exempte d'altération.

Les plagioclases montrent deux angles d'extinction ; l'un d'entre eux, petit, est inférieur ou égal à 10°, tandis que l'autre peut atteindre 37°. Il existe donc deux feldspaths calcosodiques distincts dans la roche. Ceci est confirmé par la mesure de l'angle des axes optiques. La plagioclase qui possède un petit angle d'extinction à un angle d'axes optiques 2 Vx = - 86°. Il s'agit d'un oligoclase An_{18}.

Quant au second plagioclase, la valeur de l'angle 2 V est comprise entre + 76° et + 86°. Il s'agit donc d'un labrador An_{53-67}.

Dans la roche existe un minéral qui se présente en grands cristaux (certains d'entre eux atteignent 2mm). En lumière non analysée, le minéral est limpide. Sa biréfringence est faible : ng - np = 0,009. Mesuré à la platine universelle de Fedoroff, l'angle de ses axes optiques s'est révèlé être compris entre 2 V = -50° et 2 V = - 59°.

Il s'agit d'une cordiérite.

L'altération de ce minéral se fait suivant plusieurs schémas. Le cristal peut se cerner d'un liseré de minéraux phylliteux de taille extrêmement réduite. Ce sont des minéraux de teinte jaune pâle en lumière non analysée qui montrent parfois un très net pléiochroïsme.

Par l'intermédiaire de microfractures existant dans le minéral, la pseudomorphose pénètre la cordiérite. Les vides se remplissent de produits micacés. Dans un stade plus avancé, les plans de moindre résistance ne sont plus visibles. Le mica à complètement envahi le cristal préexistant, la pseudomorphose en pinnite est alors totale.

Dans d'autres cas il semble que l'altération se soit cantonnée à de petites vacuoles (0,08 mm) disséminées dans la masse du minéral.

Le centre de la vacuole peut être formé de cordiérite, son contour n'est alors souligné que par un mince liseré de mica.

Il faut toutefois signaler que de grandes plages de cordiérite sont exemptes d'altération.

Les cristaux de biotite dépassent rarement 2mm dans leur plus grande longueur. Cette biotite ne montre jamais de formes cristallines automorphes. En lumière non analysée, le pléiochroïsme de ce minéral est remarquable par son intensité :

ng = rouge sang, rouge brique

np = incolore à rose très pâle

L'angle des axes optiques, mesuré à la platine universelle est très faible, de l'ordre de 4°. Le minéral paraît très fréquemment uniaxe. Quant à sa biréfringence, elle est de:ng - np = 0,046.

Il s'agit donc d'un lépidomélane selon A. et H. WINCHELL (1951).

La biotite renferme quelques cristaux de zircon entourés d'une auréole pléiochroïque. Elle renferme des aiguilles de rutile disposées à 60° les unes des autres.

La chloritisation de la biotite est rare. Lorsque le minéral se trouve non loin d'une fissure de la roche, celui ci montre des clivages flexueux et une extinction onduleuse, témoignant ainsi des contraintes qu'a subi la roche postérieurement à sa consolidation.

Il existe dans la roche, à l'état de grains disséminés dont la taille oscille entre 0,01 et 0,5 mm, des minéraux présentant un fort relief. Le plus souvent leurs contours sont arrondis; parfois ces cristaux montrent des formes triangulaires.

En lumière non analysée leur teinte est verdâtre. Entre polariseurs croisés, le minéral s'avère être isotrope. Afin de déterminer celui ci plus complètement, nous avons broyé la roche puis isolé, à l'aide de liqueur de densité d'abord puis à l'aide d'un séparateur électromagnétique, le minéral en question.

Les liqueurs de Cargilli ont permis de constater que l'indice de réfraction du minéral était voisin de 1,80.

Un diagramme de diffraction a confirmé qu'il s'agissait d'un minéral appartenant au groupe des spinelles et que c'était, plus précisément, une hercynite. Les craquelures de ce minéral sont très fréquemment soulignées par un dépôt de minerai de fer.

Le sphène se trouve en petite quantité dans la roche. Les grains de minerai ont un diamètre de l'ordre de 0,04 mm.

Etude d'une cornéenne à biotite provenant des contacts du massif granitique de Bethmale

Il s'agit d'une roche de teinte générale claire. Sur ce fond clair se détachent de très nombreux cristaux sombres, de forme subquadrangulaire. Ces cristaux de biotite sont régulièrement répartis dans la roche, chaque cristal étant séparé de son voisin par une distance constante.

Au microscope, la roche montre de grands cristaux de biotite sur un fond très souvent microcristallin. Celle ci se présente en individus dont la taille est comprise entre 0,05 mm et 1,2 mm ; leurs contours sont déchiquetés.

En lumière non analysée, ils montrent un pléiochroïsme intense

ng = brun

np = brun très clair à incolore

En lumière analysée, ses caractéristiques optiques sont :

$ng - np = 0,056$

$3° < 2\,Vx < 5°$

Il s'agit d'un lépidomélane renfermant quelques 75 % d'annite.

Cette biotite est fréquemment transformée en une chlorite de biréfringence très faible (ng - np compris entre 0,002 et 0,004). La biotite renferme très souvent des cristallites arrondies de quartz.

La partie microcristalline de la roche est formée de mica blanc et de quartz.

La muscovite se trouve en petits cristaux arrondis de taille très réduite (0,03 mm). Ces cristallites sont isolés les uns des autres par du quartz dont les individus cristallins, imbriqués les uns dans les autres, forment des plages de quelque 0,5 mm de diamètre.

La roche est recoupée par des microfilonnets de quartz. Le minerai, rouge sombre en lumière non analysée, semble être de l'oligiste.

Etude d'un calcaire métamorphique provenant d'un contact du massif granitique du Riberot

Macroscopiquement, la roche est compacte, dure, de teinte sombre. Elle est litée ; les lits ayant une épaisseur comprise un 1 et 3 cm. Tandis que certains lits ne montrent, à l'oeil nu, pas de cristaux, d'autres au contraire, en sont très riches. Il s'agit de minéraux sombres ; à cassure brillante ; mis en relief par l'érosion.

Au microscope, la roche se révèle être formée de minéraux à fort relief se détachant sur un fond microcristallin. Le litage de la roche est bien visible.

La partie microcristalline de la roche est constituée de minéraux de taille très réduite, de l'ordre de 0,04 mm. Le quartz se trouve

en grains xénomorphes, montrant parfois une extinction onduleuse. Le plagioclase est très peu abondant. Ses cristaux allongés, mâclés le plus souvent suivant les lois de l'albite et de Carlsbad, montrent un angle d'extinction maximum voisin de 25°. Il s'agirait donc d'une andésine avec une teneur en anorthite voisine de 47 %. La taille très réduite des cristaux est un obstacle à leur détermination plus précise.

La biotite est abondante. Son pléiochroïsme est intense. Localement, cette biotite se déferrifie et se transforme en chlorite, après concentration du fer dans les clivages du minéral.

Les cristaux de grenat atteignent, rarement il est vrai, 2 mm. En lumière non analysée, ils montrent de nombreuses formes cristallines automorphes.

Ces cristaux sont poecilithiques, ils renferment en abondance du quartz et de la biotite.

Afin de déterminer plus complètement ces minéraux, nous les avons extrait de la roche. Nous avons déterminé, sur les cristaux ainsi isolés, les caractéristiques suivantes :

- indice de réfraction
- densité
- paramètre de réseau

Cette dernière constante est obtenue avec le concours d'un diagramme de diffraction aux rayons X.

Si l'on utilise le diagramme dit simplifié de détermination des grenats publié par A. et H. WINCHELL (1958), on peut admettre qu'un grenat dérive des quatre constituants fondamentaux suivants :

- le pyrope
- l'almandin

- le grossulaire
- l'andradite

Ceux ci sont figurés dans un diagramme tridimensionnel aux quatre sommets d'un tétraèdre.

Dans ce cas, les trois constantes physiques (indice de réfraction, densité, paramètre de réseau), sont représentées sur trois axes de coordonnées rectangulaires et déterminent un point dans l'espace situé à l'intérieur du tétraèdre. La distance de ce point à chacun des sommets du tétraèdre donne la composition centésimale du minéral considéré en chacun des constituants fondamentaux.

Les constantes physiques du minéral étudié, sont les suivantes :

indice de réfraction	n = 1,750
densite	d = 3,757
paramètre de réseau	a =11, 52 Å

La composition du grenat est alors voisine de :

pyrope 62 ; almandin 30 ; grossulaire 7 ; andradite 1

ETUDE DES OPHITES

Dans le territoire cartographié affleurent quatre massifs d'ophite. L'un d'entre eux, parce que situé à l'extrême limite Nord de la zone étudiée, ne sera pas décrit.

Les affleurements qui feront l'objet d'une description pétrographique sont les suivants :

- Ophite de Bordes sur Lez et d'Ourjout
- Ophite de Tournac
- Ophite de l'Etruc

Nous envisagerons ces massifs séparément, et pour chacun d'entre eux nous donnerons :

- l'historique sommaire des travaux le concernant
- l'aspect macroscopique de la roche
- une description micrographique de l'ophite

Nous décrirons ensuite, s'il y a lieu, les variations tant de structure que de composition minéralogique. En outre, l'analyse modale permettra de donner une composition centésimale de ces différentes roches.

L'OPHITE DE BORDES SUR LEZ

Situation géographique

L'ophite affleure dans le village de Bordes sur Lez proprement dit ainsi qu'à Ourjout, village contigu situé un peu plus au Nord.

Ce massif a schématiquement, et en carte, la forme d'une amande dont le grand axe serait orienté NW - SE. Il est entaillé du Sud au Nord par le Lez.

Situation géologique

Du point de vue géologique, le massif ophitique de Bordes se situe dans la partie septentrionale de la zone axiale, au contact du grand accident qui sépare cette zone de la zone Nord Pyrénenne.

La faille Nord Pyrénéenne, orientée NW - SE met en contact au N.E., l'ophite avec les migmatites du massif de la forêt du Castillon étudiées récemment (J. THIEBAUT 1964), tandis qu'au Sud, le granite de Bordes vient au contact de l'ophite.

A l'Ouest, les couches du Silurien sont recoupées par l'ophite. Cette dernière ne semble y avoir induit aucun métamorphisme de contact.

Au N.W., se sont les calcaires à minéraux du Crétacé qui jouxtent l'ophite.

Historique

L'ophite de Bordes sur Lez n'a pas, à notre connaissance, fait l'objet d'étude pétrographique détaillée. Cependant, nous citerons pour mémoire, les principaux auteurs qui en font mention.

M. MUSSY (1870) signale " un amas ophitique assez important au Pont de Bordes ".

J. CARALP (1888) pense que l'ophite de Bordes est plus récente que la base du Trias.

A. LACROIX (1893) écrit : " dans l'ophite des Bordes sur Lez (sur la route), j'ai trouvé un filonnet de dipyre fibreux mélangé à de la calcite atteignant 3 cm d'épaisseur ".

A. DUFFOUR (1928) mentionne et délimite les contours du gisement ophitique.

Etude pétrographique de l'ophite

Au cours de cette étude, nous examinerons deux échantillons qui diffèrent sensiblement par leur composition minéralogique.

- Le premier échantillon provient du village de Bordes sur Lez (x = 493,22 y = 67,68).

- Le second est extrait d'une carrière qui domine le village d'Ourjout (x = 493,05 y = 67,76).

Etude de l'échantillon de Bordes sur Lez

Etude macroscopique

La roche est de couleur vert sombre et sur ce fond sombre se détachent des filonnets vert très pâle. Il s'agit d'épidote. En outre, de nombreuses taches blanchâtres, arrondies, donnent à la roche un aspect marbré.

Etude micrographique

Il s'agit d'une roche dans laquelle les minéraux d'altération ont pris un grand développement. C'est ainsi que l'amphibole, le quartz, le dipyre sont quantitativement importants. La structure est ophitique de grandes plages d'amphibole pouvant enfermer de nombreux cristallites de plagioclase. Celui ci a été altéré ; il se présente en cristaux mâclés polysynthétiquement suivant les lois de l'albite. Bien que leur détermination soit rendue mal aisée par suite de l'importance de la séricitisation, il semble qu'il s'agisse d'une andésine An_{42} (2 Vz = 83°).

Outre la séricitisation, il existe une épidotisation du plagioclase.

Les contours de l'amphibole sont extrêmement déchiquetés. En lumière non analysée, son pléiochroïsme est peu intense.

ng = vert pâle

np = incolore

Son angle d'extinction est voisin de 18° tandis que sa biréfringence est de 0,019.

Il s'agit donc d'une hornblende (W.E. TROGER 1956).

Cette amphibole va donner naissance à des produits d'altération divers, les plus importants quantitativement étant l'épidote et la calcite.

Dans de nombreux cas, l'altération débute au centre du cristal ; il apparaît alors de grandes plages de calcite renfermant de l'épidote en grains. Il apparaît aussi, lors de l'altération, des minéraux phylliteux tels que la muscovite et la chlorite. Ceux ci cristallisent de telle sorte que leur axe d'allongement soit parallèle à celui du minéral auquel ils se substituent.

Le quartz est xénomorphe et englobe tous les autres minéraux. Ses cristallites sont fréquemment imbriqués les uns dans les autres.

La wernérite est relativement importante dans la roche. Elle a cristallisé sous la forme de " taches " à contours sinueux. Sa cristallisation est postérieure à celle de tous les autres minéraux ; elle englobe même le quartz.

Sa biréfringence est : ng - np = 0,023

Il s'agit d'une scapolite.

L'épidote a cristallisé en grains isolés ou en amas ; elle provient surtout de l'altération du plagioclase et de l'amphibole.

Sa biréfringence est : ng - np = 0,035. C'est, selon toute vraisemblance, une pistacite.

Parmi les autres minéraux, nous citerons le rutile et le leucoxène. La roche renferme aussi quelque peu de minerai .

Etude de l'échantillon d'Ourjout

Etude macroscopique

La roche, de couleur vert sombre, très compacte, ne renferme que peu de cristaux discernables à l'oeil nu.

Etude micrographique

La structure de la roche est ophitique et sur le fond cristallin constitué essentiellement par du feldspath, se détachent d'importants cristaux de pyroxène.

Fréquemment, de grands cristaux de pyroxènes englobent poecilithiquement des lattes de plagioclases.

Ce dernier a cristallisé sous des formes allongées ne montrant pas d'orientations préférentielles. Ceux ci sont considérablement altérés en minéraux phylliteux tel que la séricite. Cependant, nous notons qu'ils sont maclés polysynthétiquement suivant les lois de l'albite, très rarement suivant celles de la péricline.

A la platine universelle de Fedoroff, l'angle des axes optiques s'est révélé être : 2 Vz = 82°. Il s'agit d'une andésine An_{41}.

Le pyroxène ne montre aucune forme cristallographique nette. En outre, lors de sa cristallisation, il a englobé des microlithes d'andésine.

Ce pyroxène, parfois mâclé (mâcle en sablier) renferme de nombreux cristaux d'épidote.

Ses caractéristiques optiques sont les suivantes :

$$ng/c = 38°$$

$$ng - np = 0,027$$

$$2\,Vz = + 48°$$

Ces différents caractères font de ce pyroxène, une augite; selon la classification des clinopyroxènes de A. POLDERVAART et H. H. HESS (1951).

Nombreux sont les cristaux de pyroxène altérés. Ils souffrent dans ce cas d'une ouralitisation.

L'amphibole est quantitativement moins importante que le pyroxène. Son pléiochroïsme est très peu marqué. Ses caractéristiques optiques sont :

$$ng/c = 21°$$

$$ng - np = 0,025$$

$$2\,Vx = 64°$$

Ses différents caractères sont ceux d'une hornblende (W.E. TRÖGER 1956).

L'épidote a cristallisé en grains isolés, en amas, ou dans des filonnets très étroits.

Entre polariseurs croisés l'épidote montre une biréfringence assez élevée :

$$0,021 < ng - np < 0,033$$

L'angle des axes optiques est 2 Vx = 78°.

Il s'agit d'une pistacite.

L'épidote provient notamment de la transformation de minéraux tel que le pyroxène ou le plagioclase. Parmi les autres minéraux constituant la roche nous ne citerons que le quartz ; le minerai ; opaque en lumière naturelle et la wernérite, en petites plages de dimension très réduite.

Etude quantitative

L'étude au compteur à points a donné les résultats suivants :

M I N E R A U X	BORDES SUR LEZ		OURJOUT
Plagioclases	21,8	18,0	39,9
Pyroxènes			38,1
Amphiboles	42,5	45,8	4,3
Wernérites	9,5	7,9	0,3
Epidote	7,3	3,5	9,1
Quartz	12,2	17,2	5,2
Calcite		4,3	
Chlorite		2,1	
Minerais (magnétite,ilménite ....)	6,7	1,2	3,1

Conclusions

De l'étude précédente, il ressort essentiellement, que les roches étudiées montrent des phénomènes d'altération qui, s'ils sont identiques dans leurs principes, n'en sont pas moins différents dans leur intensité. En effet, " l'ophite d'Ourjout " est relativement fraiche ; le pyroxène est presque intact , la wernérite n'existe qu'à l'état de " trace ".

Dans l'échantillon étudié en premier, le pyroxène à complètement disparu parce que transformé en amphibole. La scapolite a pris un développement considérable (il occupe près de 10 % de la roche).

Ces différences dans l'intensité des phénomènes d'altération nous inclinent à penser qu'il existe une discontinuité dans le massif ophitique de Bordes sur Lez ; la discontinuité en question aurait une direction Nord - Sud et suivrait approximativement le cours du Lez. Malheureusement, les alluvions du cours d'eau ne permetent pas de vérifier sur le terrain l'hypothèse émise en laboratoire.

L'OPHITE DE TOURNAC

Situation géographique et géologique

L'affleurement se situe dans la vallée dite de Bethmale, au Sud du village de Tournac. Ce pointement forme le monticule dénommé le Couret (x = 494,72 y = 66,13). Celui ci se trouve à la limite nord de la zone axiale ; sur la faille Nord Pyrénéenne. Cette ophite est en contact

- au N.E. avec les migmatites du massif de la forêt de Castillon.
- au N.W. et au S.E. avec des formations d'âge secondaire : cargneules du Trias, calcaires du Lias, calcaires cristallins à minéraux du Crétacé.
- au Nord avec les marnes triasiques.
- au Sud avec le massif granitique de Bordes sur Lez.

Historique

Il ne semble pas que l'ophite de Tournac ait fait l'objet d'études pétrographiques particulières. Les auteurs,ayant étudié la région, qui la mentionnent sont J. CARALP (1888), A. DUFFOUR (1928), L.U. de SITTER et H.J. ZWART (1962), J. THIEBAUT et M. MILLE (1967).

Etude de l'ophite

Etude macroscopique

Il s'agit d'une roche grisâtre, parfois verdâtre, très compacte. Sur ce fond grisâtre apparaissent de nombreux cristallites sombres d'amphibole.

Etude micrographique

La structure de la roche est de type ophitique ; de grandes plages de pyroxène originel englobant de nombreux cristaux feldspathiques.

Le plagioclase a une basicité qui le situe à la limite de l'andésine et du labrador An_{45-55} ; l'angle de ses angles optiques étant compris entre 2 Vz = 76° et 2 Vz = 80°. Ses cristaux de taille variable sont mâclés suivant les lois de l'albite, parfois associées à celles de Carlsbad et de la péricline.

Les caractéristiques du pyroxène sont les suivantes :

$$ng/c = 34°$$
$$ng - np = 0,026$$
$$2\,Vz = 52°$$

Ces différents caractères en font un endiopside dans la classification de A. POLDERVAART et H.H. HESS (1951). Ce minéral présente deux formes d'altération.

Dans un premier temps, il perd sa limpidité et est remplacé par des matières brunâtres, parfois opaques.

Dans un second temps, il est ouralitisé. L'amphibole qui le remplace présente la particularité d'avoir des teneurs en fer variables dans un même cristal ce qui se traduit par une variation de la teinte verte et du pléiochroïsme en lumière non analysée.

Les caractéristiques optiques de ce minéral sont :

$ng/c = 20°$

$ng - np = 0,017$

$2\ Vx = 78°$

Il s'agit d'une hornblende (W.E. TRÖGER 1956).

Cette amphibole a parfois une allure fibreuse ; les fibres se groupant par touffes enchevétrées.

Deux transformations sont à noter ; d'une part le développement du dipyre ($ng - np = 0,011$) aux dépends semble-t-il essentiellement du feldspath ; et celle de l'épidote irrégulièrement répartie et parfois disposée en filonnets. Nous mentionnerons aussi de gros cristaux d'ilménite plus ou moins transformés en leucoxène ; de grandes plages de sphène, abondantes dans toutes les préparations.

Accessoirement, on notera un peu d'apatite et une très faible quantité de biotite secondaire.

Etude quantitative

Plagioclases	33,9 %
Amphiboles	22,9 %
Pyroxènes	10,3 %
Quartz	10,9 %

Epidote	3,6 %
Dipyre	1,8 %
Minerais (ilménite, oligiste)	16,6 %

L'ophite épidotisée

Etude macroscopique

A l'oeil nu, la roche est de couleur vert pistache et aucun cristal n'y est discernable. Des veines la sillonnant sont remplies de quartz.

Etude micrographique

Dans l'ophite épidotisée, les minéraux constitutifs sont, par ordre d'importance quantitative décroissante : l'épidote, le quartz, l'amphibole, le dipyre, les minéraux opaques et la calcite.

L'ophite a cristallisé :

- comme constituant principal de la roche
- comme minéral de remplissage des filonnets ; dans ce dernier cas, la taille des cristaux est plus conséquente que dans le premier cas.

L'hydroxyde de fer s'est fréquemment déposé dans les clivages du minéral.

La biréfringence de cette épidote est de 0,045 tandis que l'angle des axes optiques est 2 Vx = 72°. Nous sommes donc en présence d'une pistacite.

La calcite a cristallisé dans des filonnets, tandis que le dipyre forme des " plages " à contours diffus. Sa biréfringence est ng - np = 0,013.

La roche, a un stade d'épidotisation un peu moins avancé, montre un plagioclase dont l'angle d'axes est : 2 Vz = 79°. Son angle d'extinction est de 14°. Il s'agit d'une albite An_7.

Etude quantitative

Epidote	56,3 %
Quartz	21,1 %
Amphibole	8,9 %
Dipyre	7,9 %
Calcite	2,1 %
Minéraux opaques	3,7 %

L'OPHITE DE L'ETRUC

Situation géographique

Nous désignerons sous le nom d'ophite de l'Etruc un important gisement ophitique qui recoupe la vallée de l'Etruc. Celle ci est parcourue par un torrent qui porte différents noms suivant que l'on est plus ou moins loin du lieu où il prend naissance, c'est à dire de l'Etang d'Ayes.

Cet affleurement est orienté NW - SE ; il est plus important au SE qu'il ne l'est au NW.

L'affleurement le plus occidental est situé à proximité de la Fontaine de Camaillou (x = 492,99 y = 64,60) tandis que l'affleurement le plus oriental se trouve sur le versant Nord du Mont Noir (x = 496,18 y = 63,25).

Situation géologique

Par rapport aux gisements précédemment décrits, l'affleurement de l'Etruc présente, au point de vue géologique, des caractères particuliers.

Cet affleurement se situe à l'intérieur même de la zone axiale, à environ deux kilomètres du grand accident qui sépare cette zone axiale de la zone Nord Pyrénéennne. L'ophite affleure au milieu de terrains d'âge paléozoïques.

A l'Ouest, elle est intrusive au milieu de sédiments gothlandien. Du fait de la différence de résistance à l'érosion présentée par l'ophite et les schistes carburés, on note, au contact de ces deux roches (vers Ausset) une rupture de pente très marquée.

Au point x = 495,45 y = 63,68, l'ophite est en contact avec des cargneules du Trias. Au N.E. comme au S.W., l'ophite est en grande partie enclavée dans des sédiments du Dévonien inférieur. Ces dernières ont subi des phénomènes de métamorphisme dûs à l'action du granite de Bordes, dont certains affleurements sont situés à moins de cinquante mètres.

Historique

Le massif ophitique de l'Etruc n'a pas fait jusqu'ici, à notre connaissance, l'objet d'études spéciales. Il est mentionné par différents auteurs, en particulier par J. CARALP (1888), L. CAREZ (1904), A. DUFFOUR (1928), L.U. de SITTER et H.J. ZWART (1962).

Etude pétrographique de l'ophite

Nous étudierons successivement,

- l'ophite commune
- l'ophite épidotisée.

Etude de l'ophite commune

Etude macroscopique

De teinte vert sombre, la roche ne montre à l'oeil nu, que quelques plages d'un vert plus pâle. Quelques cristaux sombres de pyroxène sur le fond cristallin de la roche.

Etude micrographique

La structure de la roche est ophitique ; le pyroxène englobant de grandes lattes de plagioclase. Ce dernier a cristallisé sous des formes subrectangulaires. Il est mâclé polysynthétiquement suivant les lois de l'albite, très rarement suivant celles de la péricline.

Le plagioclase, qui n'est que peu altéré, montre une très légère zonation.

L'angle des axes optiques est compris entre 2 Vz = 76° et 2 Vz = 78°. Il s'agit d'un labrador An_{48-53}.

A l'intérieur même des cristaux de plagioclase, on peut observer de minuscules lamelles d'un minéral phylliteux : de la séricite.

Le pyroxène a cristallisé en englobant poecilithiquement des lattes de plagioclase. Ce pyroxène est très fréquemment mâclé suivant h^1 (1.0.0). Les deux clivages orthogonaux (1.1.0) sont toujours très nettement visibles. Les caractéristiques optiques de ce pyroxène sont :

ng/c = 41°

ng - np = 0,027

2 Vz = 48°

De telles caractéristiques sont celles d'une augite d'après la classification établie par A. POLDERVAART et H.H. HESS (1951).

L'altération du pyroxène se fait :

- à l'intérieur du minéral, sous la forme de " golfes de corosion " renfermant de la chlorite et de l'épidote.

- sur la périphérie du minéral où l'on assiste à l'ouralitisation du pyroxène.

Dans le minéral s'individualise aussi des vacuoles à contours arrondis renfermant une chlorite à biréfringence très faible (ng - np = 0,003) ; il s'agit selon toute vraisemblance d'une pennine.

Parmi les autres minéraux constitutifs de la roche, nous citerons la wernérite. Elle a cristallisé en grandes plages polarisant dans les jaune orangé du premier ordre. Sa biréfringence est de : ng - np = 0,016. C'est un dipyre.

Le minerai est peu abondant dans la roche.

Etude quantitative

L'analyse au compteur à points de la roche a donné les résultats suivants :

Pyroxène	36,4 %
Plagioclase	34,9 %
Amphibole	4,6 %
Epidote	3,6 %
Mica	6,0 %
Chlorite	4,2 %
Quartz	4,7 %
Dipyre	2,3 %
Minéraux opaques	3,3 %

Etude de l'ophite épidotisée

Etude macroscopique

La roche est d'un vert très pâle. Recoupant celle ci, des filonnets de couleur vert pistache, formés d'épidote, " tranchent " sur la teinte claire de la roche.

Etude micrographique

Cette ophite est caractérisée par :

- l'absence de pyroxène
- la présence d'une quantité importante d'amphibole
- l'envahissement quasi total de la roche par l'épidote.

L'épidote est très abondante, elle forme 57 % de la roche. Quelques cristaux allongés montrent une extinction droite. La biréfringence du minéral est : ng - np = 0,037 ; quant à l'angle des axes optiques il est de - 76°.

Cette épidote est une pistacite.

L'amphibole est d'un vert très pâle en lumière non analysée. Son pléiochroïsme est très faible voire même nul. Elle a pour caractéristiques optiques :

ng/c = 22°
ng - np = 0,017
2 Vx = 83°

Cette amphibole qui forme près de 40 % de la roche, est une hornblende.

Le quartz, en grains xénomorphes, peut former des filonnets qui recoupent la roche.

Le minerai (2 %) se trouve à l'état de grains disséminés dans la roche.

Etude d'une pegmatitoïde ophitique

Etude macroscopique

La roche se différencie de celles précédemment étudiées par la dimension des cristaux. Certaines sections d'amphibole atteignent une surface de l'ordre du centimètre carré. Ces sections vert sombre se détachent sur un fond d'épidote d'un vert beaucoup moins soutenu.

Etude micrographique

La roche est constituée principalement par deux minéraux

- l'amphibole
- l'épidote

L'amphibole forme au sein de la roche, de grands cristaux dont la dimension maximum est de l'ordre du centimètre. Ces cristaux, souvent mâclés, ne montrent pas de formes cristallines automorphes.

Le pleiochroïsme, en lumière non analysée, est très faible :

ng = vert très pâle

np = incolore

La caractéristiques optiques de cette amphibole sont :

$$ng/c = 18°$$

$$0,015 \quad ng - np \quad 0,024$$

$$-77° < 2V < -86°$$

Il s'agit d'une hornblende. Celle ci est très souvent altérée en épidote, beaucoup plus rarement en minéraux phylliteux micacés.

L'épidote se trouve en grains, de taille sensiblement égale. Son extinction est droite ; sa biréfringence est voisine de 0,033 tandis que l'angle de ses axes optiques est $2V = -76°$.

Cette épidote est une pistacite.

Parmi les autres minéraux existant en petite quantité dans la roche, nous citerons le quartz ; qui, xénomorphe, enserre étroitement les autres minéraux ; et le dipyre dont les plages polarisent en jaune pâle en lumière analysée.

Nous signalerons en outre la présence d'un minerai, l'oligiste.

Etude quantitative

Amphibole	47,7 %
Epidote	40,7 %
Quartz	8,7 %
Minerai (oligiste)	2,9 %

ETUDE DES TERRAINS METAMORPHIQUES D'AGE SECONDAIRE

Nous allons décrire dans les lignes qui vont suivre, deux ensembles de terrains métamorphisés dont l'âge est à rapporter au Trias et au Crétacé.

Nous étudierons en premier les formations d'âge triasique. Nous avons rapporté au Trias des cargneules et des marnes, nous conformant ainsi à la tradition locale. Cependant, il ne saurait être exclu que certaines roches pourraient appartenir à la base du Jurassique.

Le Trias étudié se présente sous la forme de marnes micacées, blanches, au toucher talqueux.

Le Crétacé est constitué de calcaires cristallins, riches en minéraux de métamorphisme. Ce sont ces marbres à minéraux, bien développés au voisinage de la faille Nord Pyrénéenne, que nous nous proposons de décrire ici.

Cette description des terrains métamorphiques d'âge secondaire sera donc subdivisée en :

- Etude des marnes triasiques métamorphiques.
- Etude pétrographique des calcaires d'âge secondaire métamorphique.

ETUDE DES MARNES TRIASIQUES METAMORPHIQUES

Introduction

Dans les lignes qui vont suivre, nous examinerons l'évolution de sédiments marneux; d'âge vraisemblablement triasiques; sous l'action des phénomènes de métamorphisme.

Ces sédiments, appelés dans la région " terre blanche ", se présentent sous la forme de marnes blanchâtre ou jaunâtre. Leur toucher est gras, talqueux. Leur dureré est très faible, elles forment de petites dépressions dans la topographie.

Ces marnes blanchâtre sont fréquemment sillonnées de veinules rouilles.

Dans un premier temps, nous ferons l'historique sommaire des différentes conceptions ayant été en vigueur quant à l'origine de ces marnes métamorphisées. Nous décrirons ensuite les deux affleurements les plus importants et nous en donnerons une description minéralogique.

Historique

M. MUSSY (1868) pense que la " terre blanche " provient de l'altération de l'ophite. Il déclare que " cette décomposition paraît presque complète, l'élément magnésien se révèle en rares cristaux d'amphibole et s'est transformé lui même en terre douce au toucher, onctueuse et magnésienne". Il ajoute plus loin qu'il est possible de distinguer tous les degrès entre " l'ophite grenue et cristalline jusqu'à la terre simplement argileuse où l'élément magnésien se dénote par l'onctuosité au toucher ".

A. LACROIX (1894) pense que certaines terres talqueuses signalées par M. FROSSARD doivent être considérées comme des schistes micacés. " Le minéral micacé n'est pas du talc mais un phlogopite incolore, à peu près dépourvu de fer [...] Les schistes sont le résultat de la transformation de lits argileux intercalés dans les calcaires ".

A. DUFFOUR (1928) signale des terres blanches micacées aux environs de Lasbasques (partie septentrionale du massif ophitique de l'Etruc) ainsi que non loin des Granges de Haouas (près Tournac). Il rattache ces formations à la série classique de type " secondaire métamorphique pyrénéen ".

M. ROUBAULT (1928) déclare au sujet de certaines marnes micacées que l'on trouve au voisinage des ophites, " qu'il n'y a aucune relation nécessaire entre la présence de ces roches (les ophites) et le métamorphisme des terrains secondaires ".

P. LAMARE (1928) écrit que " le degré de métamorphisme est absolument indépendant de l'ophite, il n'y a aucune relation, si ce n'est négative, entre la dipyrisation des marbres et les affleurements de roches éruptives ".

L'affleurement triasique de Tournac

Il se situe au Sud du village de Tournac, au pied d'une butte nommée " le Couret ", non loin d'un ancien moulin (x = 494,93 y = 66,20). A cet endroit existe, entre l'ophite qui forme le monticule proprement dit et les calcaires secondaires métamorphisés, une série marneuse qui a subi d'importantes transformations. C'est la description de ces transformations que nous nous proposons de réaliser ici.

Pour faire une observation complète, deux tranchées ont été réalisées. La première, orientée sensiblement NNE - SSW, débute à 5,5 m de l'ophite en place. Elle mesure une dizaine de mètres. Une autre tranchée, à quelques six mètres de celle ci est orientée NE - SW. Elle mesure une dizaine de mètres.

Les deux tranchées ont permis de mettre en évidence, à environ 1,20 m de profondeur, une roche parfois très blanche, parfois teintée de vert, très tendre, onctueuse au toucher. Au dessus de cette terre blanche existe un remplissage argileux qui est le fait du torrent voisin.

Dans les tranchées ainsi réalisées, deux roches distinctes sont bien visibles.

- La première, près du contact de l'ophite, possède une teinte blanchâtre. Elle est tachée de vert.

- La seconde est une " marne blanche ", renfermant des paillettes micacées. Son toucher est talqueux.

Nous examinerons successivement ces deux roches.

Etude de la roche située entre l'ophite et la " marne blanche ".

A l'oeil nu, il s'agit d'une roche grossièrement litée. Deux teintes dominent, le vert et le blanc. Il semble, tout au moins macroscopiquement, que la partie blanche constitue la majeure partie de la roche, la verte ne correspondant qu'à des concentrations locales de minéraux plus foncés. Il s'agit d'une roche peu résistante, qui se désagrège facilement. Au microscope, les constituants fondamentaux de cette roche s'avèrent être au nombre de trois. Ce sont :

- La wernérite
- La chlorite
- La calcite

Ces trois minéraux forment, à eux seuls, la quasi totalité de la roche.

La wernérite est très abondante. Ce minéral se présente en plages à contours arrondis ou diffus, dont la plus grande dimension est de l'ordre de 2 mm. Le minéral se présente aussi en sections allongées à extinction droite.

La biréfringence est de : ng - np = 0,023. Il s'agit d'un minéral dont la composition chimique est celle d'une scapolite (classification de A. LACROIX).

Les cristaux sont très fréquemment brisés et poecilithiques. Dans les microfractures du minéral est venu cristalliser la calcite. En outre, ce même minéral renferme une grande quantité de rutile sous la forme de longues et fines aiguilles.

La dimension des cristaux de chlorite oscille entre 0,4 et 1 mm ; le plus souvent leur forme est subrectangulaire et les clivages du minéral sont très nets. En lumière non analysée, la teinte générale de la chlorite est d'un vert pâle. Le pléiochroïsme est le suivant :

ng = vert pâle

np = incolore

Il arrive que très souvent, les cristaux de chlorite montrent des flexures normalement à leur axe d'allongement, témoignant ainsi des contraintes dynamiques qu'ils ont subi postérieurement à leur cristallisation. Parfois, les cristaux sont disposés en éventails rayonnant autour d'un centre.

La biréfringence de ces chlorites est comprise entre 0,009 et 0,012. Il s'agit d'uneleuchtenbergite (résultat confirmé par les rayons X).

La calcite existe en cristaux arrondis, globulaires, de 0,2 mm de diamètre. Elle est très abondante dans les parties claires de la roche.

Les cristaux de mica blanc (phlogopite), montrent fréquemment des clivages flexeux. Ce mica est, de surcroît, fortement chloritisé.

Il existe dans la roche de l'amphibole, de teinte vert pâle, pauvre en fer. Cette amphibole, en quantité peu importante, est faiblement pléiochroïque. Il s'agit, selon toute vraisemblance, d'une actinote.

La tourmaline est représentée dans la roche par quelques cristaux arrondis dont le diamètre moyen est de l'ordre de 0,4 mm. En lumière non analysée, la teinte générale du minéral est bleu verdâtre. Il s'agit d'une tourmaline ferrifère. Sa biréfringence est ng - np = 0,027. C'est un minéral renfermant quelques 80 % de schorlite (A. et H. WINCHELL 1961).

Le rutile est très abondant. Il se présente en longs cristaux, en aiguilles très fines dont la plus grande dimension est de l'ordre de 0,5 mm.

Il se trouve en inclusion dans d'autres minéraux. Parfois, il montre la mâcle de la Sagénite, c'est à dire que les cristaux sont associés les uns aux autres suivant une rotation de 60° autour de l'axe 1.1.0. D'autre fois, le rutile présente la mâcle dite en genoux b^1 (0.1.1.), mais cette mâcle est plus rare que la précédente.

Le sphène est en grains à contours arrondis de 0,05 mm de diamètre. Quant au leucoxène, il est abondant. Il provient de l'altération de minéraux titanés tels que le rutile et le sphène.

Le quartz est très peu important. Le minerai, en grains minuscules (0,006 mm) est disséminé dans la totalité de la roche.

Analyse chimique de la roche

Une analyse chimique de celle ci a été réalisée par Madame CARQUILLE-BEAUSEIGNEUR (Laboratoire de Pétrographie et Minéralogie Besançon 1967). Cette analyse a donné les résultats suivants :

SiO_2	47,50
Al_2O_3	14,70
Fe_2O_3	1,56
FeO	1,07
MgO	14,15
CaO	6,61
Na_2O	1,85
K_2O	3,31
P_2O_5	0,75
TiO_2	0,60
CO_2	2,00
H_2O^+	3,93
H_2O^-	2,60
Total :	100,63

Etude de la roche aux rayons X

La réalisation de diagrammes de diffraction sur la cornéenne nous a paru indispensable. Pour ce faire, nous avons séparé la roche en deux parties.

- Une partie riche en minéraux de teinte verte.
- Une partie riche en minéraux de teinte blanche.

La partie blanche s'est révèlée être composée principalement de wernérite. Il semble, d'après la position des raies obtenues que la composition de cette werhérite soit assez proche de celle d'une marialite. En outre, nous avons pu mettre en évidence la présence de feldspath alcalin ; de l'orthose. La calcite est abondante ; ainsi que la chlorite. Il existe en outre quelque peu d'amphibole ; il semble que ce soit une actinote.

Quant à la partie verte, elle se trouve composée principalement de chlorite. C'est ce minéral qui donne sa couleur verte à la roche.

D'autres minéraux ont pu être mis en évidence ; ce sont : le sphène, le rutile, le quartz et des produits ferrugineux tel que la goethite.

La roche blanche

A environ six mètres du contact ophitique et à quelques deux mètres de profondeur existe une roche blanche, très tendre, grasse au toucher.

A mesure que l'on s'éloigne de l'affleurement de l'ophite, la profondeur à laquelle existe la terre blanche varie considérablement. Cette dernière est comprise entre 0,10 m et 2 m.

Cette roche est sillonnée de veinules de teinte rouille, remplies de produits d'oxydation.

Nous avons effectué sur cette formation de nombréux diagrammes de diffraction aux rayons X. Nous avons selectioné des échantillons particulièrement purs, c'est à dire des échantillons dont la teinte générale était la plus blanche possible.

Tous les diagrammes ont montré que la roche était constituée principalement par une chlorite. Cette chlorite semble être une leuchtenbergite.

Une analyse chimique a été effectuée au Laboratoire de Pétrographie et Minéralogie par Madame CARQUILLE-BEAUSEIGNEUR (Besançon 1967).

Cette analyse a donné les résultats suivants :

SiO_2	43,30
Al_2O_3	13,64
Fe_2O_3	2,60
FeO	0,56
MgO	25,03
CaO	1,62
Na_2O	0,46
K_2O	0,35
P_2O_5	-
TiO_2	0,08
CO_2	0,30
H_2O^+	5,00
H_2O^-	6,62
Total :	99,56

Conclusions

La proximité de l'ophite avec la cornéenne la roche blanche, laisse présupposer qu'il existe entre ces roches, un rapport de cause à effet. Il paraît logique d'admettre que la cornéenne à wernérite et leuchtenbergite pourrait être le fruit d'un effet d'auréole.

La composition minéralogique de cette formation n'est pas sans rappeler d'autres formations décrites à Arnave (A. LACROIX 1895) et interprétées comme résultant d'un phénomène de métamorphisme des marnes triasiques. Cependant, une telle paragénèse est connue en l'absence de toute roche éruptive. C'est notamment le cas à Bedeilhac où C. BOUSCARY (1964) a dû considérer les minéraux décrits comme relevant d'un métamorphisme général localisé aux formations triasiques.

Nous pourrions donc admettre valablement que la transformation de ces marnes triasiques est, comme celle des calcaires crétacés, dûe au métamorphisme général des terrains d'âge secondaire. Il reste bien entendu que ce métamorphisme général pourrait masquer d'éventuelles transformations antérieures (J. THIEBAUT et M. MILLE 1967). Dans de nombreux échantillons, il est en effet possible d'observer des restes tordus et déchiquetés de paillettes de mica chloritisé ; la finesse des minéraux montre que cette roche a été formée dans une zone ou régnaient d'importantes contraintes dynamiques. Les photos au microscope électronique montrent que tous les grains sont des débris anguleux de cristaux brisés.

Au cours de l'évolution de la cornéenne en roche à leuchtenbergite, on assiste à un enrichissement relatif en magnésium (MgO passe de 14 % à 25 %), a un départ considérable de K_2O (3,31 % à 0,33 %), de Na_2O (de 1,83 % à 0,46 %) et de CaO (de 6,61 % à 1,62 %).

L'affleurement de la Fontaine de Camaillou

Au contact de l'ophite de l'Etruc avec les terrains gothlandien et dévonien, au lieu dit la Fontaine de Camaillou, existe un affleurement de " terres blanches " (x = 492,91 y = 64,58). Celles ci affleurent sur quelques dix mètres de puissance.

Il s'agit d'une roche blanche, veinée de rouille, talqueuse au toucher. C'est une masse très homogène que l'on peut suivre sur une centaine de mètres de distance.

Les échantillons provenant de cette roche ont été soumis d'une part à l'analyse chimique et d'autre part, ils ont fait l'objet de diagrammes de diffraction.

Les diagrammes roëngtenographiques ont permis de mettre en évidence, comme constituants fondamentaux de la roche ; du talc, de la leuchtenbergite ainsi qu'une fraction argileuse.

Quant à l'analyse chimique effectuée par Madame CARQUILLE - BEAUSEIGNEUR (Laboratoire de Pétrographie et Minéralogie - Besançon 1966) elle a donné les résultats suivants :

SiO_2	43,85
Al_2O_3	13,80
Fe_2O_3	2,25
FeO	1,80
MgO	29,60
CaO	0,24
Na_2O	0,08

K_2O	-
P_2O_5	0,09
TiO_2	0,51
H_2O^+	6,64
H_2O^-	0,92
CO_2	0,10
Total :	99,88

La composition chimique des " roches blanches " de la Fontaine de Camaillou et de Tournac est donc équivalente. La seule variation intéressante que l'on puisse mettre en évidence est celle du rapport $\frac{FeO}{MgO}$ qui est plus élevé dans le cas du second affleurement envisagé (0,06 contre 0,02).

Nous avons ainsi décrit les principaux affleurements. Mais il en existe d'autre. Ceux ci sont toujours localisés au contact de l'ophite.

C'est ainsi que, jalonnant la faille qui borde le côté septentrional de l'ophite de l'Etruc existent de nombreux affleurements d'une roche plus ou moins blanche, c'est à dire plus ou moins riche en talc et en leuchtenbergite.

C'est notamment le cas aux points de coordonnées suivants :

x = 495,30 y = 63,70

x = 494,35 y = 63,58

Des diagrammes de diffraction ont été effectués sur de nombreux échantillons. Ils révèlent la présence de leuchtenbergite associée à une quantité plus ou moins grande d'argile.

ETUDE PETROGRAPHIQUE DES CALCAIRES METAMORPHIQUES D'AGE SECONDAIRE

Les calcaires d'âge triasique , liasique et crétacé inférieur ont subi, par le fait du métamorphisme pyrénéen, une recristallisation.

M. LONGCHAMBON a groupé leur ensemble sous le nom de complexe marmoréen. Celui ci est composé de calcaires, de dolomies et de cargneules.

Il est apparu, par le fait du métamorphisme toute une série de minéraux nouveaux, bien individualisés. C'est l'étude des marbres renfermant de tels minéraux que nous nous proposons de réaliser ici.

Situation géographique et géologique

Les roches étudiées sont situées de part et d'autre du Couret, petit sommet situé au Sud du village de Tournac ; dans la vallée de Bethmale.

Au point de vue géologique, les marbres cristallins sont pincés dans la faille Nord Pyrénéenne, entre la zone axiale et la zone Nord Pyrénéenne. Les cargneules d'âge triasique cernent la butte ophitique de Tournac tandis que les séries d'âge triasique et crétacé sont situées au Sud et au Nord (principalement au Nord) de cet affleurement.

Nous examinerons successivement :

- les marbres purs. Leur intérêt minéralogique étant très limité, nous ne les décrirons que brièvement.

- les roches à minéraux. La classification adoptée est basée sur le minéral prédominant dans la roche.

Les marbres purs

Il s'agit de marbres renfermant, comme constituant principal, de la calcite ou de la dolomite, ou ces deux minéraux associés intimement. Ces marbres sont généralement de teinte jaunâtre ; parfois, ils sont d'un blanc très pur.

Au microscope, ils se révèlent être constitués de grandes plages de calcite (ou de dolomite), dont les différents cristaux sont imbriqués les uns dans les autres. La taille de ces cristaux varie entre 0,1 et 2 mm.

Ces marnes renferment aussi, de temps en temps, quelques cristaux de pyrite dont certains montrent des formes cristallines automorphes.

Ces formations, essentiellement carbonatées, sont localisées dans le Jurassique. De tels marbres forment notamment un affleurement situé sur le versant occidental du Port de la Corre.(x = 498,96 y = 63,17). Il s'agit d'un calcaire d'âge liasique affecté d'un pendage de 60° vers le S.W.

On peut retouver cette même formation dans le village de Bordes sur Lez au point de coordonnées x = 493,29 y = 67,22. Il s'agit d'un calcaire dont l'âge a été rapporté au Jurassique par certains auteurs (entre autre par J. CARALP 1888).

Les marbres à minéraux

Nous examinerons succissivement;

- les marbres à wernérite
- les marbres à plagioclase
- les marbres à amphibole
- les marbres à leuchtenbergite

Marbres à wernérite

Les roches à wernérite sont très importantes, ne serait-ce que quantitativement. En effet, la plupart des calcaires étudiés renferment en plus ou moins grande quantité des minéraux appartenant à ce groupe. En outre, ces minéraux ont parfois joué un rôle important dans l'explication du métamorphisme pyrénéen.

Les wernérites cristallisent le plus souvent sous la forme de cristaux à contours arrondis, ayant parfois l'aspect de " golfes de corrosion " au sein même de la roche. En d'autres occasions, mais plus rarement, il est possible d'observer des sections subquadrangulaires, voire même losangique. Ce minéral est fréquemment poecilithique, il a englobé lors de sa croissance, des minéraux préexistants. C'est ainsi que de nombreux fragments d'amphibole, ayant cristallisés antérieurement, sont inclus dans la wernérite. Ils paraissent avoir soufferts d'un phénomène de corrosion, c'est ainsi que dans certains cas, de l'amphibole préexistante, il ne reste plus qu'un mince liseré de calcite rendant ainsi compte de l'existance d'un minéral antérieur.

Toujours à l'intérieur de cette wernérite ; il peut exister du plagioclase, de la muscovite et de la calcite. Cette dernière se trouve souvent à l'état de filonnets recoupant les minéraux.

Pour déterminer la wernérite, nous nous sommes servis de sa biréfringence. En effet celle ci croît avec la teneur en gaz carbonique et en calcium.

Les valeurs de la biréfringence que nous avons obtenuesles plus fréquemment oscillent autour de 0,020. Le minéral est, selon A. LACROIX, une scapolite.

Quant aux autres minéraux de ces marbres, ce sont les plagioclases, l'amphibole, la leuchtenbergite.

Marbres à plagioclase

Un certain nombre d'échantillons renferment, comme minéral issu du métamorphisme, un plagioclase.

Ces marbres à feldspath calcosodique proviennent notamment des calcaires secondaires métamorphiques qui sont situés immédiatement au contact Nord de l'ophite de Tournac. Les cristaux les mieux développés, aux formes cristallines les plus pures, proviennent des cargneules d'âge triasique.

Le plagioclase se présente en sections quadrangulaires dont la plus grande dimension peut atteindre un centimètre.

Ils sont toujours mâclés ; les mâcles pouvant être complexes. La mâcle de l'albite est la plus fréquente ; elle peut être, en plus, combinée à celle de Carlsbad. Nous n'avons jamais observé la mâcle de la péricline. Tous les cristaux présentent des mâcles bien que certaines d'entre elles ne soient décelables qu'avec une platine théodolite.

Quant à la teneur en anorthite, nous avons pu constater qu'elle est relativement constante. L'angle d'axes optiques est comrpis entre + 78° et + 86°. Il s'agit d'un plagioclase situé à la limite albite-oligoclase(An_{6-12}). Cependant, il convient de signaler que dans certains échantillons, au reste peu nombreux, n us avons pu trouver un oligoclase An_{23}.

Ces plagioclases, parfois imbriqués les uns dans les autres, peuvent être poecilithiques. Ils renferment très souvent de la muscovite de forme quadrangulaire.

Dans d'autres cas, le plagioclase peut renfermer une wernérite. La biréfringence de ce minéral (ng - np = 0,015) en fait un dipyre. Il provient de l'altération des feldspaths calcosodiques. La muscovite se présente très souvent en vacuoles à l'intérieur du cristal qu'elle semble avoir corrodé. Certains cristaux de plagioclase sont fracturés, le plus souvent normalement à leur direction d'allongement. Lorsqu'ils le sont obliquement, le cristal est alors scindé en de nombreux fragments empilés et espacés les uns par rapport aux autres. Dans l'espace existant entre les différents fragments est venue cristalliser la calcite.

Parfois, il arrive que les mâcles soient tordues, le cristal montre alors une extinction onduleuse, témoignant ainsi des contraintes subies par la roche.

Marbres à amphibole

Assez souvent, l'amphibole apparait comme un minéral d'importance primordiale dans les roches métamorphisées. Les échantillons qui en renferment les plus grandes quantités proviennent de couches crétacé, situées au contact de la butte ophitique de Tournac.

A l'oeil nu, la roche montre une teinte roussâtre ; elle est en outre grossièrement litée, l'épaisseur des lits étant de l'ordre de deux à trois centimètres. Cette roche renferme de la calcite, ainsi que deux autres minéraux parfaitement visibles à l'oeil nu. Le premier de teinte blanchâtre, en cristaux étroits et allongés, peut atteindre quelques trois centimètres dans sa plus grande dimension. Il s'agit d'une scapolite. Quant au second, il a cristallisé sous forme de baguettes, de prismes asciculaires, montrant de fines cannelures ; en cristaux parfois

brisés plus ou moins obliquement par rapport à l'axe d'allongement des cristaux. Ce minéral, de teinte très sombre voire même noire, est une amphibole.

Il convient de noter aussi que l'allongement des minéraux n'est pas sans rapport avec le litage de la roche. En effet, les minéraux ont toujours leur axe d'allongement dans le plan de stratification de la roche.

En plaques minces l'amphibole se présente en sections quadrangulaires ou hexagonales. Dans ce dernier cas, deux clivages sont nettement visibles.

En lumière non analysée, l'amphibole montre un très léger pléiochroïsme :

ng = vert pâle

np = vert très pâle à incolore

En lumière analysée, les caractéristiques optiques de cette amphibole sont les suivantes :

$ng/c = 17°$

$ng - np = 0,018$

$74° < 2\,Vx < 78°$

Il faut toutefois signaler que l'angle des axes optiques peut prendre, rarement il est vrai, des valeurs nettement plus élevées, de l'ordre de - 88°.

Ces différentes caractéristiques nous inclinent à penser qu'il s'agit d'une hornblende (W.E. TRÖGER 1956).

Les cristallites de hornblende peuvent être très longs (3 cm) et très étroits (0,1 mm). Ils ont été brisés normalement à leur axe d'allongment et les différents fragments ont été déplacés imperceptiblement les uns par rapport aux autres. Dans les vides est venu cristalliser la calcite. La scapolite est très souvent en inclusion dans l'amphibole.

Marbres à leuchtenbergite

Lorsque la chlorite existe dans les calcaires ayant subi des phénomènes de métamorphisme, celle ci est relativement peu abondante. Elle se présente en cristaux allongés, asciculaires, le plus souvent disposés en touffes rayonnant autour d'un centre. Ces cristaux sont de taille très réduite ; en effet leur plus grande dimension est de l'ordre de 0,1 cm tandis que leur largueur n'excède pas 0,02 mm.

Parfois, la chlorite s'est individualisée au sein même de la roche sous la forme de cristaux quadrangulaires dont la direction d'allongement est normale à la direction des clivages. La taille des cristallites oscille autour de 0,8 mm.

La biréfringence de ce minéral est :

$$0{,}08 < ng - np < 0{,}011$$

Il s'agit selon W.E. TRÖGER (1956) d'une leuchtenbergite et selon A. et H. WINCHELL (1951) d'un clinochlore.

Minéraux accessoires des marbres cristallins

A l'intérieur des marbres cristallins existent d'autres minéraux en très petite quantité. Parmi ceux ci, nous ne mentionnerons que ceux qui se présentent le plus fréquemment.

La tourmaline

Elle est peu abondante dans tous les échantillons étudiés. La dimension des cristaux est très réduite puisqu'elle n'excède pas 0,05 mm.

Les cristallites allongés montrent un pléiochroïsme très net :

ng = incolore à vert pâle

np = vert franc

Quelques sections hexagonales sont visibles.

Le sphène

Il existe en cristaux, de taille très réduite (0,6 mm), très biréfringent. Les sections subhexagoanles sont abondantes.

Le minerai métallique

Dans certains cipolins où la calcite se trouve à l'état presque pure existent de nombreux cristaux de minerai . Celui ci semble être constitué principalement par de la pyrite avec accessoirement quelque peu de chalcopyrite. La pyrite montre des formes cristallines très nettes.

La muscovite

Son importance quantitative peut être parfois considérable. Ses cristaux sont subrectangulaires et ont 0,3 mm de longueur en moyenne. Certains d'entre eux sont tordus, témoignant ainsi des contraintes subies par la roche postérieurement à la formation du minéral en question.

Conclusion

Les minéraux de néoformation peuvent apparaitre à n'importe quel niveau stratigraphique. Les cargneules du Trias renferment des plagioclases ; celles du Lias, de la chlorite tandis que les formations qui sont à rattacher au Crétacé contiennent, outre les minéraux mentionnés précédemment, de l'amphibole et du dipyre.

Dans certains bancs, les minéraux montrent une orientation préférentielle. Ils se présentent en lits concordant avec la stratification originelle.

Cependant, il convient de signaler que très souvent, les minéraux métamorphiques intéressent des couches privilégiées (par leur composition chimique) au sein de la roche.

B I B L I O G R A P H I E

------ o O o ------

ALIMEN H. - 1964- Le quaternaire des Pyrénées de la Bigorre. Mémoire pour servir à l'explication de la carte Geol. de France. Paris. Imprimerie Nationale, 394 p., 12 pl. Tabl.

ASTRE G. - 1931 - Les grandes phases géologiques du domaine pyrénéen. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. LXI, p. 363 - 380.

AUTRAN A. et GUITARD G. - 1955 - Stratigraphie du paléozoïque inférieur de la zone axiale pyrénéenne. C. R. Ac. Sc., t. 241, p. 969 - 971.

BARROIS C. - 1887 - Sur les faunes siluriennes et dévoniennes de la Haute Garonne. Ass. Fr. Av. Sci., Toulouse. p. 507 - 517.

BARTH F.W. - 1951 - Théoretical petrology. 1 vol. 416 p. Wiley and Sons édit. New York.

BERTRAND L. - 1907 - Contribution à l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales. Bull. Serv. Carte Géol. Fr. Paris, t. XVII, n° 118. p. 365 - 547, 40 fig., 5 Pl.

BERTRAND L. - 1928 - Sur le métamorphisme général des terrains secondaires dans certaines parties des Pyrénées. C. R. Ac. Sc., t. 186, p. 1225 - 1227.

BERTRAND L. et JACQUOT E. - 1885 - Sur la présence de filons d'ophite dans le terrain crétacé des Pyrénées. Bull. Soc. Géol. Fr., (3), t. XIII, p. 575.

BRESSON M.A. - 1898 - Sur l'âge et les relations stratigraphiques de quelques calcaires paléozoïques des environs de Pierrefite et d'Argelès (Hautes Pyrénées). Bull. Soc. Geol. Fr., (3), t. 26, p. 653 - 659.

BROUSSE R. - 1953 - Sur la présence de plagioclases de haute température dans les roches volcaniques d'Auvergne. C. R. Ac. Sc. t. 236, p. 2523 - 2525.

BUSNARDO R. et CHENEVOY M. - 1962 - Dolérites intrusives dans le Lias et le Dogger d'Andalousie ; leurs différenciations pegmatitites alcalines et auréoles de métamorphisme. Bull. Soc. Geol. Fr., (7), t. 4, p. 461 - 470.

BUXTORF R. - 1930 - Géologie du front septentrional des Pyrénées au Nord de Saint Girons (Ariège). Thèse Sciences - Bale, 82 p. dactylo.

CAPDECOMME L. - 1950 - Sur la genèse des talcs pyrénéens. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse. t. 85, p. 313 - 316.

CARALP J. - 1886 - Le Mont Vallier (aperçu géologique). Soc. de Geogr. de Toulouse, n° 4.

- - 1886 - De Saint Girons au Mont Vallier. Bull. Soc. geol. Toulouse. 5° année, p. 128 - 137, 1 pl.

- - 1887 - Le carbonifère des Pyrénées centrales. C. R. Ac. Sc. t. 128, p. 1413 - 1416.

- - 1887 - Sur l'existence d'un double horizon de schistes carburés dans le Silurien des Pyrénées centrales. C. R. Ac. Sc. t. 104, p. 859 - 861.

- - 1888 - Etudes géologiques sur les hauts massifs des Pyrénées centrales (Ariège, Haute Garonne, Vallée d'Aran). Thèse, Paris, Durand, Fillous et Lagarde Imprimeurs, Toulouse, 1 vol. in 8°, 512 p., 117 fig.

- - 1902 - Sur les roches éruptives de la Bellongue et de la vallée du Gers (Pyrénées centrales). Bull. Soc.Geol. Fr. (4), II, p. 262 - 263.

- - 1902 - Le Permien de la Bellongue (Ariège), ses relations avec les schistes ardoisiers. Bull. Soc. Geol. Fr.; (4), t. II, p. 49 - 50.

CARALP J. - 1903 - Le Permien de l'Ariège. Ses divers faciès. Sa faune marine. Bull. Soc. Geol. Fr., 4^{e} S., t. III, p.635 - 650.

CAREZ L. - 1896 - Sur l'âge des schistes ardoisiers des environs de Bagnières de Bigorre (Hautes Pyrénées) et de Saint Lary (Ariège) et sur l'époque d'apparition de diverses roches éruptives de la région pyrénéenne. Bull. Soc. Geol. Fr., 3^{e} S., t. XXIV, p. 379.

- - 1905 - La géologie des Pyrénées françaises. Tome 3. Mém. Carte Geol. Fr., 1917 p.

CASTERAS M. - 1933 - Esquisse structurale du versant Nord des Pyrénées. C.R. XXIX^{e} Congr. Geol. Intern. Alger, Sect. XIII, 2^{e} part., fasc. 14.

- - 1933 - Recherches sur la structure du versant Nord des Pyrénées centrales et orientales. Bull. Serv. Carte. Geol. Fr., 37, n° 189, 515 p. carte au 1/200 .000.

- - 1942 - Observations relatives aux roches basiques de la feuille de Bagnère de Luchon au 1/80.000. Bull. Carte Geol. Fr., n° 211, t. XLIII.

- - 1949 - Extension du Cénomanien sur la rive droite du Lez, en face d'Engomer (Ariège). C.R.S. Soc. Geol. Fr., p. 362 - 364.

CASTERAS M. - 1950 - Extension de la couverture cénomanienne sur la feuille de Bagnères de Luchon au 1/80.000. Bull.Carte Geol. Fr., n° 231, t. XLVIII, p. 215.

CASTERAS M. et RAGUIN E. - 1943 - Seconde note sur les schistes de la Bordure Nord du massif de Castillon (Ariège). C.R.S. Soc. Geol. Fr., fasc. 6,p. 59.

CAVET P. - 1951 - Sur la stratigraphie du paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales. C. R. Ac. Sc., t. 232, p. 743 - 745

- - 1958 - Stratigraphie du paléozoïque de la zone axiale pyrénéenne à l'Est de l'Ariège. Bull. Soc. Geol. Fr., 6° S., t. VIII, p. 853 - 867.

CHEVALIER M. - 1954 - Le relief glaciaire des Pyrénées du Couseran. Mém. Geol. des Pyr. du Sud Ouest. t. XXV, fasc. 3, p. 97 - 156.

CLIN M. - 1964 - Etudes géologiques de la haute chaine des Pyrénéens centrales entre le Cirque de Troumouse et le Cirque du Lys. Mémoire du B.R.G.M., n° 27, 379 p.

COGNE J. et FELTER F. - 1964 - Etude pétrographique et structurale du granite de la grande carrière d'Andlau (Bas Rhin). Bull. Serv. Carte Geol. Als. Lorr., 17, 3, p. 211 - 230.

DALLONI M. - 1930 - Etudes géologiques des Pyrénées catalanes. 373 p. Alger. J. Carbonel, Imprimeur de l'Université.

DEER W.A., HOWIE R.A. and ZUSSMAN J. - 1963 - Rock forming Minerals. 5 t. Longans, Green and Co. LTD. London.

DESTOMBES J.P. et VAYSSE A. - 1947 - Sur le Gothlandien de la vallée de la Pique. Bull. Soc. Geol. Fr., 5° S., t. 17, p.403.

DESTOMBES J.P. - 1950 - L'Ordovicien de la Haute Ariège. C.R.S. Soc. Geol. Fr., fasc. 5, p. 75.

- - 1951 - Les calcaires du paléozoïque inférieur des Pyrénées centrales. C.R.S. Soc. Geol. Fr., 6e S., t. I, p. 40 - 42.

- - 1953 - Stratigraphie des terrains primaires de la Haute Garonne. Pub. XIXe Congr. Geol. Int., Alger, C.R., fasc. p. 107 - 129, 2 fig.

DIDIER J. - 1964 - Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du massif Central français. Ann. Fac. Sc. Univers. Clerm Geol. Minière. 7e fasc. , n° 23.

DIEULAFAIT L. - 1884 - Etude sur les roches ophitiques des Pyrénées. Ann. Sc. Geol., t. 16, n° 5, 72 p.

DUFFOUR A. - 1928 - Roches basiques du Castillonnet et de la Bellongue. Bull. Soc. Geol. Fr., 4e S., t. XXVIII, p. 273 - 279, 2 fig.

DUFFOUR A. - 1928 - Observations sur la mise en place des roches basiques et sur le métamorphisme dans le Castillonnais et la Bellongue (Ariège). C.R.S. Soc. Geol. Fr., fasc. 11, p. 175 - 177.

- - 1933 - Quelques observations sur le métamorphisme de contact des ophites. 66e Congr. Soc. Savante. p. 157 - 160.

- - 1933 - Nouveaux affleurements ariègeois de lherzolites et d'ophites. 66e Congr. Soc. Savante. p. 154 - 156.

DUFRENOY . - 1832 - Sur la relation des ophites, des gypses et des sources salées des Pyrénées, et de l'époque à laquelle remonte leur apparition. Bull. Soc. Geol. Fr., 1e S., t. 2, p. 410 - 411.

DURAND J. - 1939 - Les granites des Pyrénées françaises. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse. t. LXXIII, p. 113 - 126.

ELLER von J.P. - 1958 - Application d'une technique pétrographiquestatistique à quelques problèmes de cartographie du socle vosgien. Bull. Serv. Carte Geol. Als. Lorr., t. 11, fasc.2, p. 59 - 63.

FLEISCHER M. - 1937 - The relation between chemical composition and physical properties in the garnet group. Amer. Mineral., n° 22, p. 751 - 759.

FORTUNE J.P., MONCHOUX P. et ORLIAC M. - 1968 - Sur les phyllites associées aux ophites de Pouzac (Hautes Pyrénées). C.R. Ac. Sc., t. 267, p. 387 - 389.

FOURMARIER P. - 1951 - Remarques au sujet de la distribution de la schistosité dans les Pyrénées. Bull. Soc. Geol. Fr., 6^{e} S., t. I, p. 543 - 552.

- - 1952 - Schistosité et grande tectonique. Ann. Soc. Geol. Belgique, Bull., 76, n° 9, p. 275 - 301, 8 fig.

- - 1952 - Aperçu de la déformation intime des roches en terrains plissés. Ann. Soc. Geol. Belgique, Bull., 75, n° 6, p. 181 - 194.

FROSSARD Ch. L. - 1890 - Sur le dipyre et la couseranite des Pyrénées. Bull. Soc. Fr. Miner. Cristal., t. XIII, p. 187 - 188.

GARRIGOU F. - 1867 - Sur les ophites des Pyrénées. Mem. Ac. Sc. Toulouse.

- - 1868 - Ophites des Pyrénées ; leur origine sédimentaire et métamorphique. Bull. Soc. Geol. Fr., 2^{e} S., t. XXV, p. 724 - 749.

GIGNOUX M. - 1948 - La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes. Bull. Soc. Geol. Fr., 5^{e} S., t. XVIII, p. 739 - 761.

GLANGEAUD L. - 1958 - Le plutonisme sialique, ses relations avec le métamorphisme des Pyrénées orientales et centrales. Bull. Soc. Geol. Fr., 6e S., t. VIII, p. 961 - 978.

GOGUEL J. - 1945 - Sur l'origine mécanique de la schistosité. Bull. Soc. Geol. Fr., 5e S., t. XV, p. 509 - 522.

- - 1952 - Traité de tectonique. Masson édit., Paris, 1 vol., 384 p., 203 fig.

GORAÏ M. - 1951 - Petrological studies in plagioclase twins. Amer. Mineral. vol. 36, n° 11 - 12, p. 884 - 901.

GORON L. - 1941 - Le rôle des glaciations quaternaires dans le modelé des vallées maitresses des prè-Pyrénées ariègeoises et garonnaises et de leur avant pays. Thèse Doct., Toulouse. 460 p., 15 pl., Edouard Privat édit., Toulouse.

GUITARD G. - 1958 - Aperçus etreflexions sur les schistes cristallins et les granites de la zone axiale pyrénéenne entre l'Ariège et le Méditerranée. Bull. Soc. Geol. Fr., 6e S., t. VIII, p. 825 - 852.

- - 1960 - Linéation, schistosité et phases de plissement durant l'orogénèse hercynienne dans les terrains anciens des Pyrénées orientales, leurs relations avec le métamorphisme et la granitisation. Bull. Soc. Geol. Fr., 2e S., t. VII, p. 863 - 887.

HESS H.H. - 1949 - Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. P. I. Amer. Miner., vol.34, p. 621.

HUPE.P. - 1948 - Observations sur le batholite granitique hercynian du Néouville ; Hautes Pyrénées. C.R.S. Soc. Geol. Fr., fasc. 3, p. 46.

- - 1951 - Sur un type nouveaux d'enclaves du granite. Bull. Soc. Geol. Fr., C.R.S., fasc. 1, p. 59 - 61.

JACOB Ch. - 1930 - Zone axiale, versant Sud et versant Nord des Pyrénées. Livre jub. Cent. Soc. Geol. Fr., vol. II, p. 389 - 410.

JACOB Ch., HENGAUD L., ASTRE G., CASTERAS M. - 1930 - Excursion dans les Pyrénées centrales et orientales. Bull. Soc. Geol. fr., 4^{e} S., t. XXX, p. 1323 - 1330.

JAQUET E. - 1888 - Sur le gisement et la composition du système triasique dans la région pyrénéenne. Bull. Soc. Geol. Fr., 3^{e} S., t. XVI, p. 850 - 877.

JUNG J. et BROUSSE R. - 1959 - Classification modale des roches éruptives. Masson et Cie édit., Paris, 122 p.

KUHN - 1885 - Recherches sur les ophites des Pyrénées. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse. t. 20, p. 163 - 209.

LACROIX A. - 1890 - Contribution à l'étude des roches éruptives et métamorphiques de l'Ariège. Bull. Carte Geol. Fr., t.II, n° 11, p. 1 - 24.

- - 1890 - Sur les cipolins à minéraux et roches à wernérite de l'Ariège. C. R. Ac. Sc., t. 110, p. 967 - 969.

- - 1891 - Sur les granites prétendus post-crétacés de l'Ariège (feuille de Foix). C. R. Ac. Sc., t. 111, p. 1468 - 1470.

- - 1894 - Les phénomènes de contact de la lherzolite et de quelques ophites des Pyrénées. Bull. Carte Geol. Fr., t. VI, n° 42, p. 307 - 446.

- - 1898 - Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact. (premier mémoire). Les contacts de la Haute Ariège. Bull. Carte Geol. Fr., t. X, n° 64, p. 241 - 308.

- - 1900 - Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact. (deuxième mémoire). Les contacts de la Haute Ariège, de l'Aude, des Pyrénées orientales et des Hautes Pyrénées. Bull. Carte Geol. Fr., t. 11, n° 71, p. 50-1 à 50-LXVII.

- - 1916 - Sur la caractéristique chimique de la dipyrisation des plagioclases dans les ophites des Pyrénées. Bull. Soc. Fr. Miner., t. 39, p. 74 - 77.

LACROIX A. - 1917 - La composition et les modes d'altération des ophites des Pyrénées. C. R. Ac. Sc., t. CLXV, p. 293.

LACVIVIER C. de - 1882 - Note sur le Dévonien et le Trias du département de l'Ariège. Bull. Soc. Geol. Fr., 3e S., t. X, p. 434 - 456.

- - 1884 - Etudes géologiques sur le département de l'Ariège et en particulier sur le terrain crétacé. Thèse Sc. Paris, 304 p., Masson et Cie édit.

- - 1892 - Note sur la distribution géographique et sur l'âge géologique des ophites et des lherzolites de l'Ariège. Bull. Carte Geol. Fr., t. IV, n° 31.

LAMARE P. - 1935 - A propos des ophites triasiques et des roches éruptives crétacées des provinces basques d'Espagne. C.R.S. Soc. Geol. Fr., fasc. 12, p. 171 - 172.

LAPADU-HARGUES P. - 1949 - Contribution au problème de l'apport dans le métamorphisme. Bull. Soc. Geol. Fr., 5e S., t. XIX, p. 89 - 109.

LONGCHAMBON M. - 1912 - Contribution à l'étude du métamorphisme des terrains secondaires dans les Pyrénées orientales et ariègeoises. Bull. Serv. Carte Geol. Fr., t. XXI, p.323 -391.

MAGNAN H. - 1868 - Note sur une deuxième coupe des petites Pyrénées de l'Ariège ; sur l'ophite (diorite), roche essentiellement passive, et aperçu sur les érosions et les failles. Bull. Soc. Geol. Fr., 2e S., t. XXV, p. 709 - 724.

- - 1874 - Matériaux pour une étude stratigraphique des Pyrénées et des Corbières. Mem. Soc. Geol. fr., 2e S., t. X, n° 1, 112 p.

MATTAUER M. - 1968 - Les traits structuraux essentiels de la chaine pyrénéenne. Revue Geogr. Physique et Geol. Dynam. 2e S., vol. X, fasc. 1, p. 3 - 12, Masson édit.

MICHEL-LEVY A. - 1877 - Note sur les ophites des Pyrénées. Bull. Soc. Geol. Fr., 3e S., t. VI, p. 156.

MUIR L.D. - 1951 - The clinopyroxene of the Skaergaard intrusion eastern Greenland. Miner. Magazine, vol. 29, p. 472.

MUSSY M. - 1868 - Roches ophitiques du département de l'Ariège. Bull. Soc. Geol. Fr., 2e S., t. XXVI, p. 28 - 92.

- - 1870 - Ressources minérales de l'Ariège. Annales des Mines, 6e S., t. XVI, p. 547 - 595 et t. XVII, p. 237 - 287, p. 459 - 518.

- - 1870 - Carte géologique et minéralurgique du département de L'Ariège. Foix. 275 p., 8 pl., Pomiès Ainé et Neveu édit.

PALASSOU . - 1798 - Mémoire sur l'ophite des Pyrénées. Journal des Mines, IX, n° 49, p. 31 - 74.

PELISSONIER H. - 1959 - Dolomitisation de la série Dévono-dinantienne dans les Pyrénées de la Haute Garonne et de l'Ariège. Bull. Soc. Geol. Fr., 7e S., t. I, p. 625 - 630.

PENCK A. - 1885 - La période glaciaire dans les Pyrénées. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. XIX, p. 105 - 120, 1 carte.

POLDERVAART A. et HESS H.H. - 1951 - Pyroxenes in the cristallization of basaltic magma. Journ. Geol., vol. 59, p. 472.

RAGUIN E. - 1938 - Sur l'âge des roches granitiques dans les Pyrénées. C. R. Ac. Sc., t. 2 07, p. 1001 - 1002.

- - 1941 - Sur l'âge des schistes de la bordure Nord du massif de Castillon (Ariège). C.R.S. Soc. Geol. Fr., p.8-9.

- - 1944 - Sur les intercalations calcaires du Silurien des Pyrénées. C.R.S. Soc. Geol. Fr., p. 63 - 64.

- - 1947 - Sur le Cénomanien de la zone primaire axiale pyrénéenne dans le Couseran. C.R.S. Soc. Geol. Fr., p. 219 - 220.

RAGUIN E., CASTERAS M. et FONTAN J.P. - 1950 - Sur l'extension de la couverture post-hercynienne au Sud de la Vallée de la Bouigane (Ariège) C. R. Ac. Sc., t.230, p. 106 - 108.

RAGUIN E. - 1951 - A propos des terrains primaires et des granites des Pyrénées ariègeoises. C.R.S. Soc. Geol. Fr., p. 36.

RAMIERE E. de FORTANIER - 1928 - Existence d'un lambeau permotriasique dans la vallée de Bethmale. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. LVII, p. 367 - 368.

RAVIER J. - 1951 - Sur la présence d'orthose dans certains calcaires secondaires métamorphiques des Pyrénées. C.R.S. Soc. Geol. Fr., p. 124 - 126.

- - 1956 - Le métamorphisme secondaire des Pyrénées. Mem. Soc. Geol. Fr., nouvelle série, n° 86, t. XXXVIII, fasc. 2-3.

ROUBAULT M. - 1928 - Au sujet de l'âge des ophites et du métamorphisme des terrains secondaires dans les Pyrénées de la Haute Garonne et de l'Ariège. C.R.S. Soc. Geol. Fr., p. 184 - 185.

- - 1928 - Contribution à l'étude géologique du bord Nord des Pyrénées au Nord de la Bellongue. Bull. Serv. Carte Geol. Fr., n° 172, t. XXXII, p. 1 - 38, 4 pl., 1 carte.

ROUSSEL J. - 1888 - Sur l'âge des calcaires cristallins des Pyrénées. Bull. Soc. Geol. Fr., 3^{e} S., t. XVI, p. 820 - 829.

- - 1900 - Contribution à l'étude géologique des Pyrénées. Bull. Serv. Carte Geol. Fr., t. XI, n° 74, 25 p., 10 fig.

ROUSSEL J. - 1903 - Sur le carbonifère des Pyrénées. Bull. Soc. Geol. Fr., 4e S., t. III, p. 439.

- - 1904 - L'auréole calcaire des massifs granitiques des Pyrénées. Bull. Soc. Geol. Fr., 4e S., t. IV, p. 588 - 590.

SEIGNETTE P. - 1880 - Essai d'étude sur le massif pyrénéen de la Haute Ariège. Thèse Sc. Montpellier, 227 p., 18 pl., Castres Imp.

SITTER L.U. de - 1951 - Le granite des Pyrénées centrales et ariègeoises. C.R.S. Soc. Geol. Fr., fasc. 2, p. 18 - 20.

- - 1951 - Une phase tectogénique intra dévonienne dans les Pyrénées centrales. C.R.S. Soc. Geol. Fr., fasc. 15, p. 278.

- - 1953 - La faille Nord Pyrénéenne dans l'Ariège et la Haute Garonne. Leidse Geol. Mededel, Leidel, deel XVIII, p. 287 - 291, 1 fig.

- - 1953 - Note provisoire sur la géologie primaire des Pyrénées ariègeoises et garonnaises. Leidse Geol. Mededel, Leidel, deel XVIII, p. 292 - 306.

SOUQUET P. - 1959 - Extension du Cénomanien au Sud du massif de Castillon (Ariège). Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. 94, p. 209 - 212.

THIEBAUT J. - 1954 - Le gisement ophitique de Lordat - Vernaux en Haute Ariège. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. XC, p.115 - 118.

- - 1957 - Profondeur de la mer gothlandienne dans le Pyrénées. Ass. Fr. avenc. Sc., Congr. Périgueux, Rev. Géner. Sc., p. 63 - 72.

- - 1964 - Etude géologique du massif de la forêt de Castillon. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. LXXXXIX, fasc. 3 - 4, p. 363 - 389.

THIEBAUT J., DEBEAUX M. et MORRE N. - 1965 - Sur la génèse du gisement de Talc du col de Trimouns. C.R.S. Soc. Geol. Fr., p.78.

THIEBAUT J. et MILLE M. - 1967 - Remarques sur le gisement d'ophite de Tournac dans la vallée de Bethmale (Ariège). C.R.S. Soc. Geol. Fr., fasc. 3, p. 86.

TROGER W.E. - 1956 - Optische Bestimmung der gesteinsbildenden. Minerale Teil 1, Bestimmungstabellen Universität. Freibourg.

TRUTAT E. - 1898 - Matériaux pour l'étude des anciens glaciers des Pyrénées. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 1898 - 1899, p. 77 - 148.

VIENNOT P. - 1929 - Les conditions de gisement des roches éruptives secondaires et le problème du métamorphisme général pyrénéen. Bull. Soc. Geol. Fr., 4^{e} S., t. XXIX, p. 565-568.

VIRLET D'AOUST Th. - 1863 - L'ophite des Pyrénées. C.R. Ac. Sc., t. 57, p. 332.

VISVANATH S.N. - 1957 - Etudes géologiques de la région minière de Seintein (Pyrénées ariègeoises). Thèse Nancy, Sc. de la Terre, Fr, J, n° 2 - 3.

WEGMANN C.E. - 1932 - Note sur le boudinage. Bull. Soc. Geol. Fr., 5e S., t. II, p. 477 - 491, pl. XXVIII. XXIX.

WINCHELL H. - 1958 - Notes and news : the composition and physical properties of garnet. Amer. Miner., 43, p. 5595 - 6000.

WINCHELL A. et WINCHELL H. - 1961 - Eléments of optical mineralogy. 5e édit., 551 p., John Wiley and Sons édit.

WISSINK A.J. - 1956 - La géologie des environs d'Estours.. Leidse geologische Mededelingen. Deel 21, p. 516 - 520.

ZWART J. - 1953 - La géologie du massif du Saint Barthélémy (Pyrénées, France). Leidse geologische mededelingen. Deel 18, p. 1 - 228.

ZWART J. - 1953 - 1954 - Sur les lherzolites et ophites des Pyrénées. Leidse geologische mededelingen. Deel 18, p. 281 - 286.

TABLE DES MATIERES

- - - - - o O o - - - - -

INTRODUCTION 1

STRATIGRAPHIE 4

Le Gothlandien 5

Le Dévonien 7

Le Carbonifère 17

Le Permo Trias 18

Les terrains antécénomaniens métamorphiques 22

Le Crétacé supérieur 23

Les dépôts glaciaires 24

ETUDE TECTONIQUE 28

Introduction 28

Le comportement mécanique des différentes formations affleurant dans la zone cartographiée 29

Le Dévonien 31

La mobilité de flux 33

Le boudinage 36

Les Barrégiennes 37

Le Permo Trias 37

Le Granite 38

DESCRIPTION DE LA CARTE GEOLOGIQUE 42

La région de Bordes sur Lez 43

La région de Tournac 46

La région de Bethmale et du Port de la Corre . 48

La région de l'Etruc 50

La région du Sarrat 52

Le Dévonien au Sud du massif granitique de Bordes sur Lez 53

PETROGRAPHIE 56

ETUDE DES GRANITES 58

Le granite de Bordes sur Lez 59

Etude du granite commun 61

Le granite à grenat 64

Le granite à tourmaline 65

Faciès de bordure du granite 66

Etude d'une aplite à tourmaline 69

Les minéralisations du granite 71

Le granite du Riberot 73

Etude du granite commun 74

Etude des enclaves 77

Le granite de Bethmale 81

Le granite de Balam 85

Le granite de l'Etang d'Ayes 88

Tableau récapitulatif de la composition minéralogique des granites étudiés. 91

ORIGINE DES GRANITES 92

LE METAMORPHISME DE CONTACT DES TERRAINS PRIMAIRES 93

Le Silurien métamorphique 94

Le Dévonien métamorphique 98

Etude de quelques cornéennes des contacts du massif granitique de Bordes . 100

ETUDE DES OPHITES 109

L'ophite de Bordes sur Lez 110

Etude de l'échantillon de Bordes sur Lez 112

Etude de l'échantillon d'Ourjout 114

Conclusions 117

L'ophite de Tournac 118

L'ophite commune 119

L'ophite épidotisée 121

L'ophite de l'Etruc 123

L'ophite commune 125

L'ophite épidotisée 127

Etude d'une pegmatitoïde ophitique 128

ETUDE DES TERRAINS METAMORPHIQUES D'AGE SECONDAIRE. 130

ETUDE DES MARNES TRIASIQUES METAMORPHIQUES 131

L'affleurement triasique de Tournac 132

Conclusions 139

L'affleurement triasique de la Fontaine de Camaillou 140

ETUDE PETROGRAPHIQUE DES CALCAIRES METAMORPHIQUES D'AGE SECONDAIRE 143

Marbres purs 144

Marbres à minéraux 144

Conclusions 151

BIBLIOGRAPHIE 152

TABLE DES PLANCHES

Planche I — Plan de situation

Planche II — Diagramme de M. GORAÏ

Planche III — Carte hors texte au 1/50.000°

Planche IV — Coupes

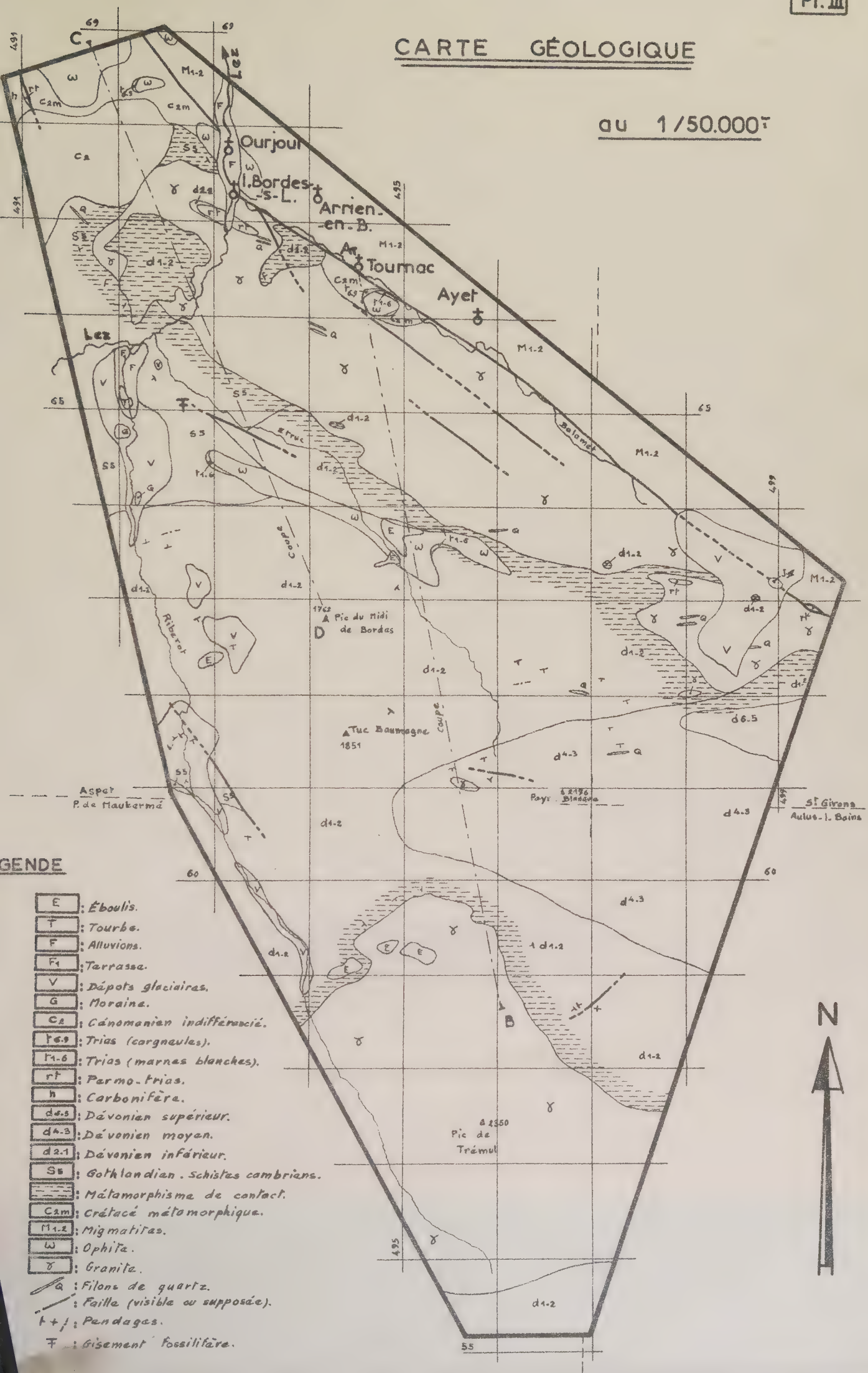
A-B de Tournac au passage des Gerbots

C-D de Salsein d'en Bas au Pic du Midi de Bordes

Planches V-VI-VII Microphotographies de lames minces.

CARTE GÉOLOGIQUE

au 1/50.000ᵉ

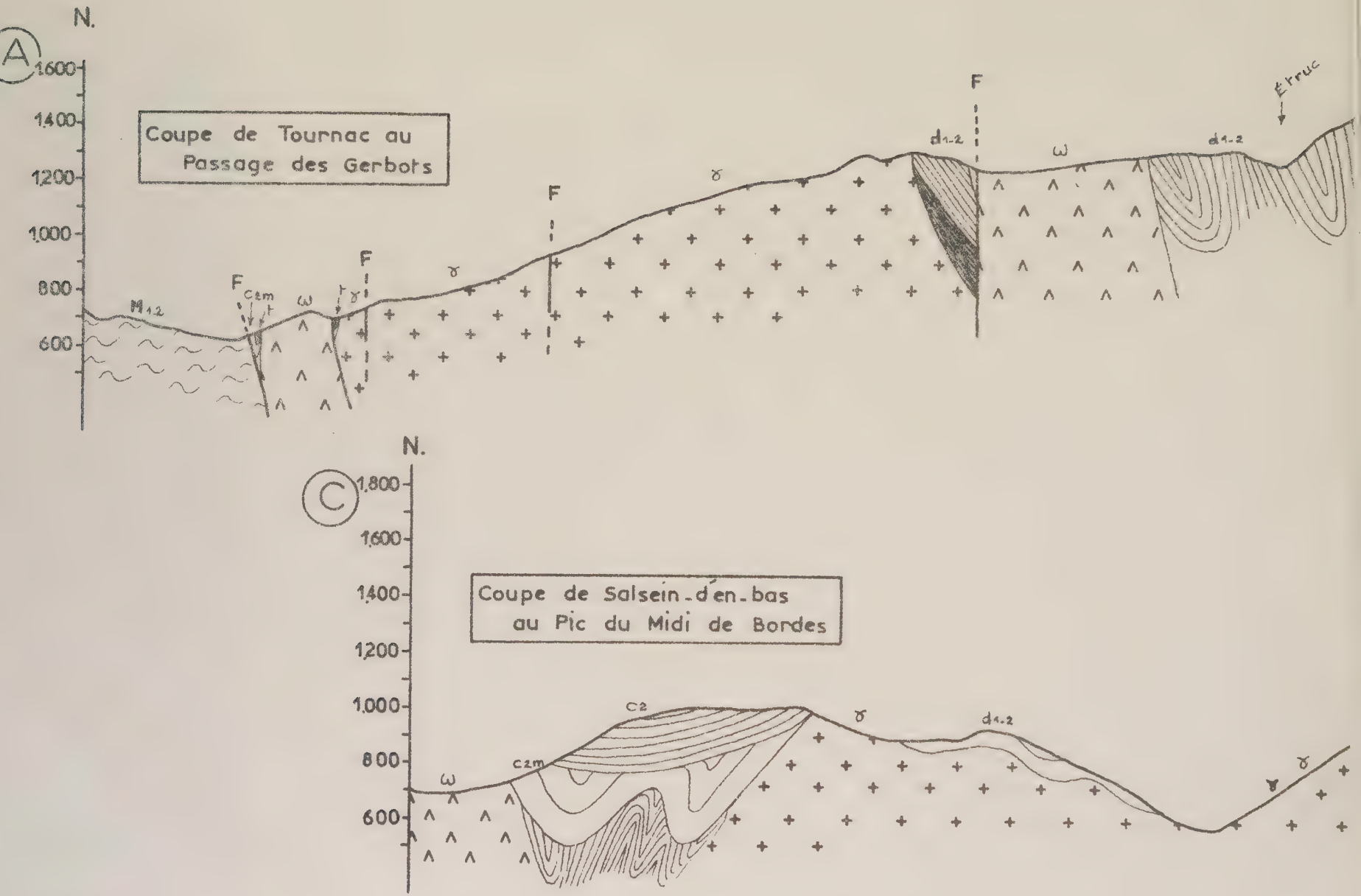


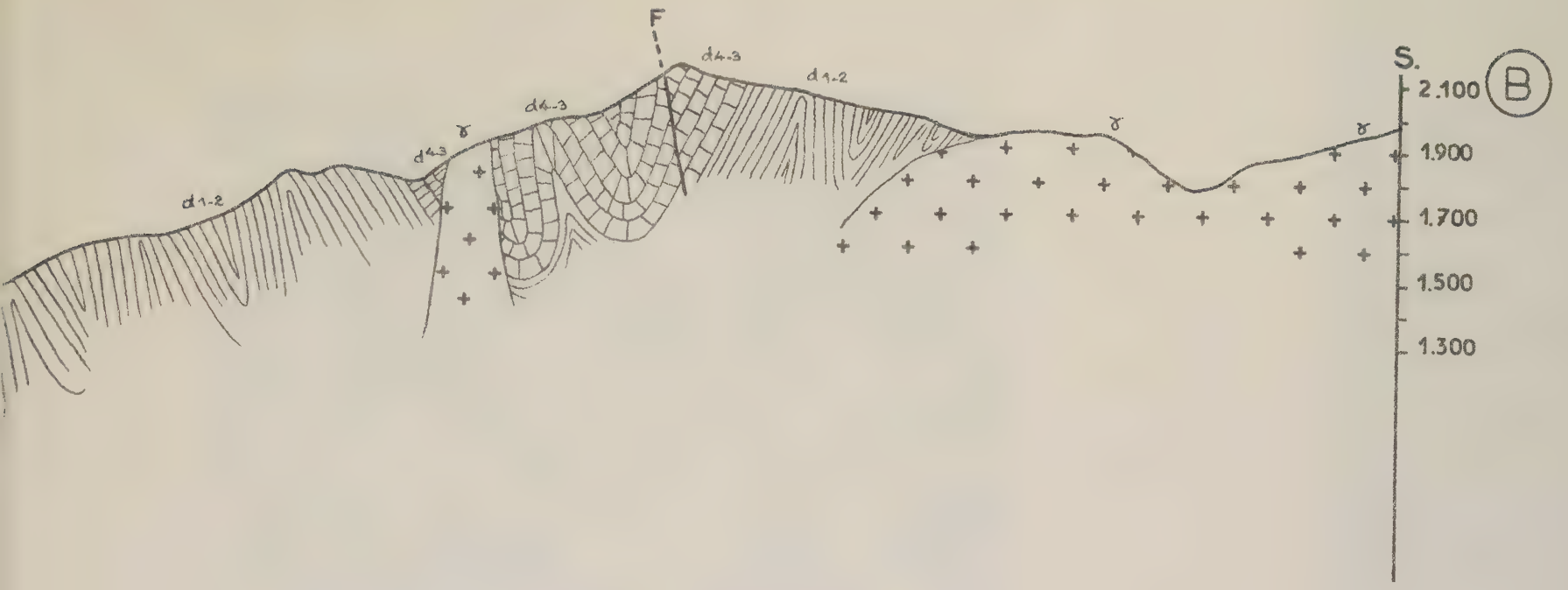
LEGENDE

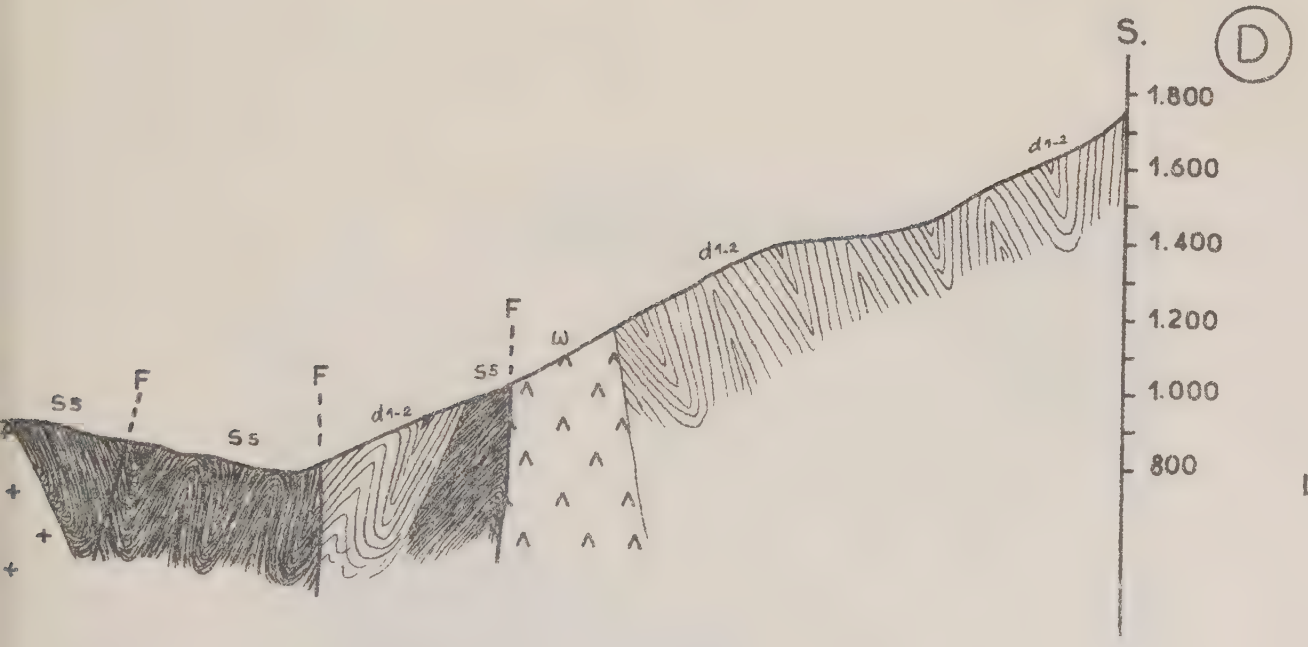
- E : Éboulis.
- T : Tourbe.
- F : Alluvions.
- F1 : Terrasse.
- V : Dépots glaciaires.
- G : Moraine.
- C2 : Cénomanien indifférencié.
- Tg.3 : Trias (cargneules).
- T1-6 : Trias (marnes blanches).
- rt : Permo-trias.
- h : Carbonifère.
- d5-5 : Dévonien supérieur.
- d4-3 : Dévonien moyen.
- d2-1 : Dévonien inférieur.
- Ss : Gothlandien. schistes cambriens.
- : Métamorphisme de contact.
- C2m : Crétacé métamorphique.
- M1-2 : Migmatites.
- ω : Ophite.
- γ : Granite.
- q : Filons de quartz.
- : Faille (visible ou supposée).
- + + : Pendages.
- F : Gisement fossilifère.

Photo 2: [illegible] dans un calcaire secondaire métamorphique.

COUPES GÉOLOGIQUES au 1/20.000ᵉ (H et L)







Les notations sont celles de la carte géologique au 1/50.000

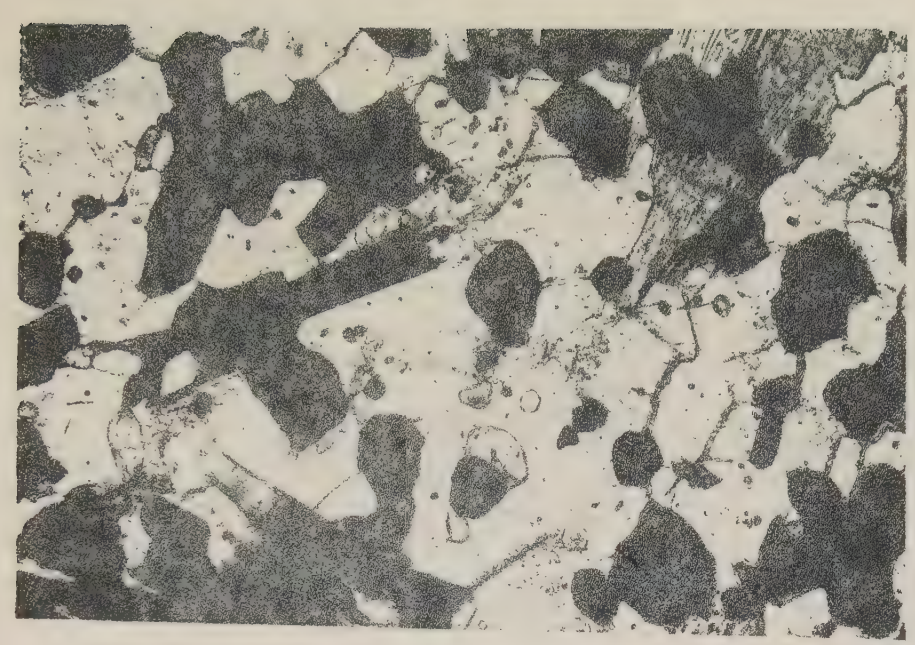


Photo 1: Grains arrondis de spinelle (hercynite), entourés de biotite "symplectique" dans la cordiérite.

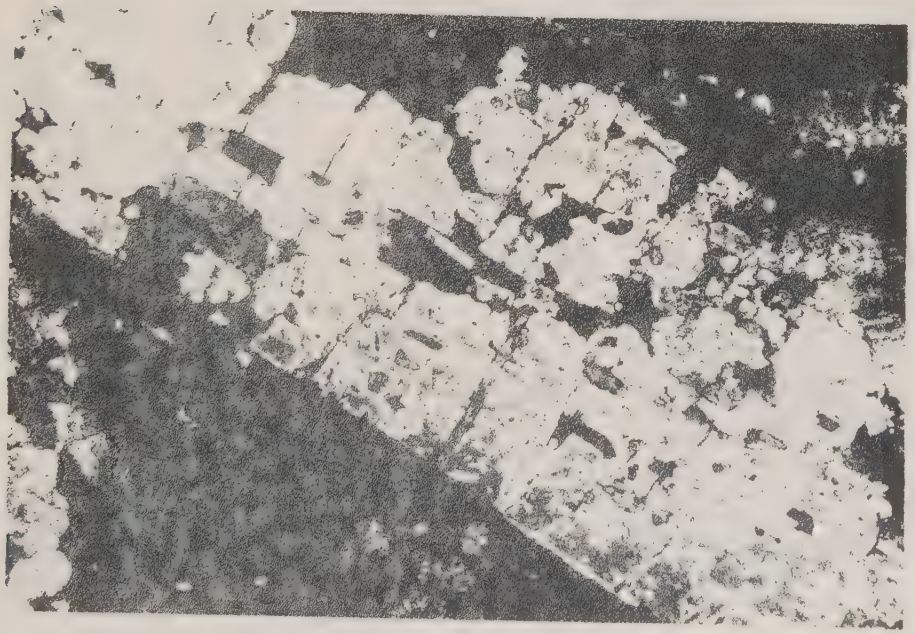


Photo 2: Minéral de cuivre dans un calcaire secondaire métamorphique.

Photo 3: Cristaux de dipyre et d'amphibole dans un calcaire métamorphique.

Photo 4: Cristaux de plagioclase dans un calcaire métamorphique.

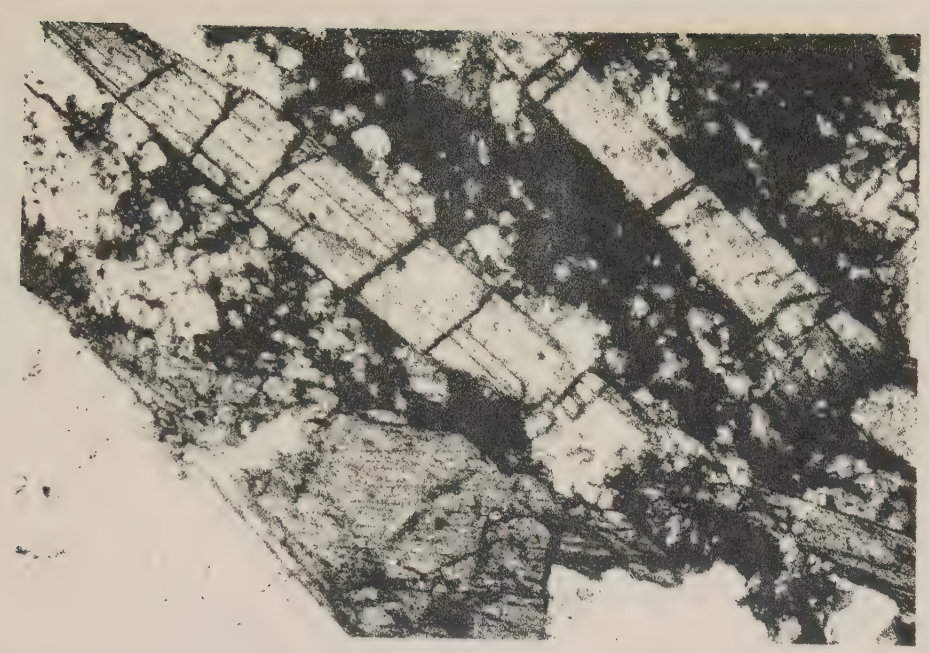


Photo 5: Cristaux d'amphibole dans un calcaire métamorphique.

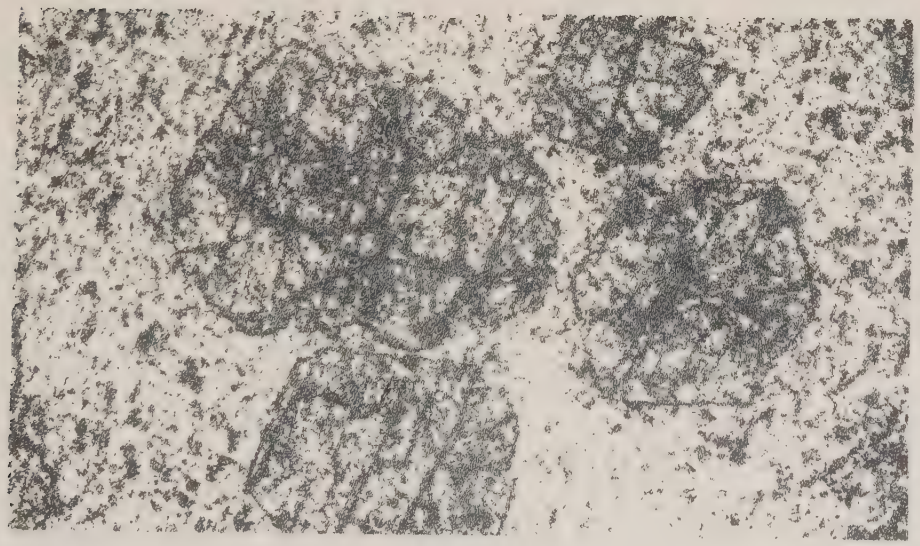


Photo 6: Grenats dans un calcschiste metamorphisé du Dévonien.